

SÉRIE A, N° 2755

N° D'ORDRE :

3628

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Michel DURAND DELGA

1^{re} THÈSE

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE L'OUEST DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenues le 22 Juin 1955 devant la Commission d'examen

MM. L. BARRABÉ		Président
P. PRUVOST	}	 Examineurs
J. JUNG		
P. FALLOT		Invité

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

Doyen J. PÉRÈS

PROFESSEURS

G. JULIA	T Analyse supérieure et Algèbre supérieure.	FORTIER	T Mécanique expérimentale des fluides.
A. DENJOY	T Théorie des Fonctions.	DANJON	T Astronomie.
L. LUTAUD	T Géographie physique et Géologie dynamique.	FROMAGEOT	T Chimie biologique.
E. DARMOIS	T Enseignement de Physique.	LAPORTE	T Physique générale et Radioact.
R. LÉVY	T Physiologie comparée.	JANET	T Mécanique analytique et Mécanique céleste.
FOCH	T Mécanique physique et expér.	PETIT	T Biologie maritime.
PAUTHENIER	T Électrotechnique générale.	QUENEY	T Météorologie et Dynamique atmosphérique.
DE BROGLIE	T Théories physiques.	GALLIEN	T Embryologie.
JOB	T Chimie générale.	EICHHORN	T Biologie végétale (P.C.B.).
PRENANT	T Anatomie et Histologie comparées.	DE CUGNAC	T Biologie végétale (P.C.B.).
GARNIER	T Géométrie supérieure.	Mlle CAUCHOIS	T Chimie physique.
PÉRÈS	T Mécanique des fluides et applications.	THELLIER	T Physique du Globe.
LAUGIER	T Physiologie générale.	AUDUBERT	T Electrochimie.
M. CURIE	T Physique (P.C.B.).	L'HÉRITIER	T Génétique.
VALIRON	T Calcul différentiel et intégral.	GRIVET	T Radioélectricité.
BARRABÉ	T Géologie structurale et Géologie appliquée.	PONCIN	T Mécanique des fluides.
G. DARMOIS	T Calcul des probabilités et Physique mathématique.	THIRY	T Mécanique appliquée.
J. BOURCART	T Géographie physique et Géologie dynamique.	DUBREIL	T Arithmétique et Théorie des nombres.
Mme JOLIOT-CURIE	T Physique nucléaire et radioactivité.	QUELET	T Chimie organique.
PLANTEFOL	T Botanique.	CAGNIARD	T Géophysique appliquée.
CABANNES	T Recherches physiques.	CHAMPETIER	T Chimie macromoléculaire.
GRASSÉ	T Évolution des êtres organisés.	CUVILLIER	T Géol. structurale et Géologie appliquée.
PRÉVOST	T Chimie organique.	JUNG	T Pétrographie.
BOULIGAND	T Application de l'analyse à la Géométrie.	TRILLAT	T Chimie physique.
CHAUDRON	T Chimie appliquée.	WIEMANN	T Chimie (M.P.C.).
WYART	T Minéralogie.	JACQUINOT	T Spectroscopie et Physique céleste.
TEISSIER	T Zoologie.	VASSY	T Physique de l'atmosphère.
MANGENOT	T Biologie végétale.	DESTOUCHES	T Théories physiques.
P. AUGER	T Physique quantique et relativité.	P. PRUVOST	T Géologie.
MONNIER	T Physiologie des fonctions.	AMIEL	T Chimie (P.C.B.).
PIVETEAU	T Géologie.	HOCART	T Minéralogie.
ROCARD	T Physique (E.N.S.).	J. P. MATHIEU	T Physique (P.C.B.).
H. CARTAN	T Mathématique (E.N.S.).	COUTEAUX	T Biologie animale (P.C.B.).
LAFFITTE	T Chimie générale.	MAY	T Biologie animale (P.C.B.).
FAVARD	T Mécanique générale.	CHOQUET	T Calcul différentiel et intégral.
COULOMB	T Physique du Globe.	FELDMANN	T Biologie (P.C.B.).
Mlle COUSIN	T Biologie animale (P.C.B.).	GUINIER	T Physique (P.C.B.).
CHRÉTIEN	T Chimie minérale.	JOST	T Biologie (P.C.B.).
P. DRACH	T Zoologie.	FORTER	T Calcul des Probabilités.
KASTLER	T Physique.	SCHWARTZ	T Méthode math. de la Physique.
EPHROSSI	T Génétique.	CHOUARD	T Physiologie végétale.
WURMSER	T Biol. physico-chimique.	MALAVARD	T Aviation.
RIVIÈRE	T Géologie (S.P.C.N.).	BRELOT	T Calcul différentiel.
GAUTHERET	T Biologie végétale.	NORMANT	T Chimie (P.C.B.).
LUCAS	T Physique.	BÉNARD	T Chimie (P.C.B.).
A. THOMAS	T Biologie cellulaire.	BUVAT	T Botanique (E.N.S.).
ARNULF	T Optique appliquée.	DUGUÉ	T Statistique mathématique.
MAX MORAND	T Physique.	GELOSO	T Chimie (P.C.B.).
SOLEILLET	T Physique.	SOULAIRAC	T Psychophysiologie.
		ULRICH	T Physiologie végétale.
		MARÉCHAL	T Optique théorique et appliquée.
		KIERMANN	T Théories chimiques.

Secrétaire général..... Ch. MONIER

**ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE L'OUEST DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE**

GOUVERNEMENT GÉNÉRAL DE L'ALGÉRIE

BULLETIN DU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE L'ALGÉRIE

2^e Série

STRATIGRAPHIE - DESCRIPTIONS RÉGIONALES

N^o 24

ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE L'OUEST
DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE

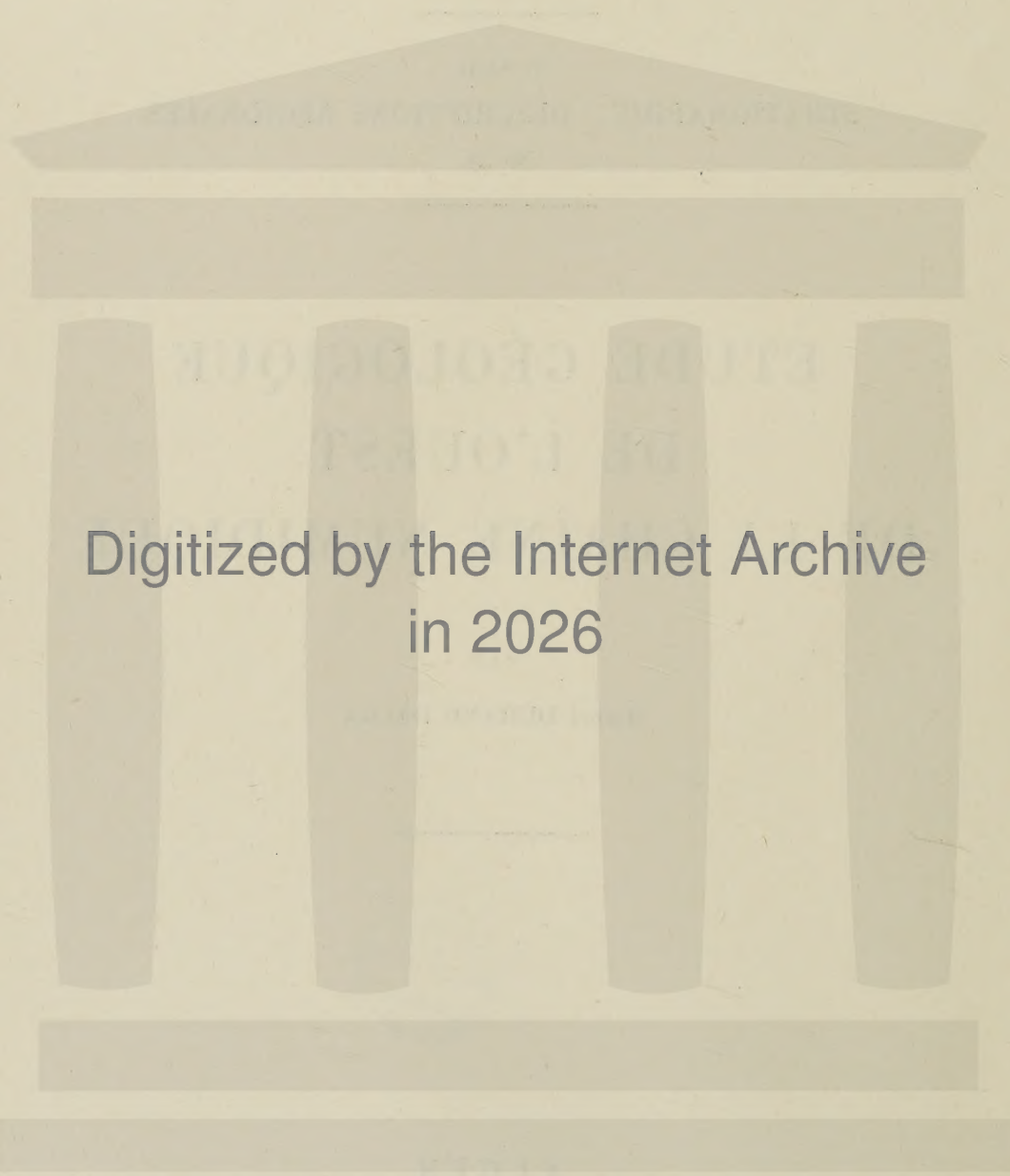
PAR

Michel DURAND DELGA



ALGER

1955



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41553821_0005

AVANT-PROPOS

L'appellation de « chaîne numidique » peut paraître ambitieuse, pour une ligne de reliefs ne dépassant jamais 1.700 m. Cette chaîne, qui limite au S le massif montagneux de Petite Kabylie, n'en représente pas moins l'équivalent de ce qu'est, plus à l'W, le Djurdjura par rapport à la Grande Kabylie.

Baignées au N par la Méditerranée, les régions kabyles ont été longtemps mal connues. Leur étude est en vérité à peine entreprise, les levers géologiques eux-mêmes étant fort incomplets.

L'intérêt géologique de l'Ouest de la chaîne numidique avait été depuis longtemps soupçonné par M. P. Fallot, qui me conseilla d'en entreprendre l'étude. Sur son intervention, M. G. Bétier, Ingénieur général des Mines, voulut bien me nommer, en 1946, collaborateur du Service de la Carte géologique de l'Algérie, me confiant les levers originaux de la feuille au 50.000^e « Sidi-Merouane », la revision de ceux de « Sidi-Dris » puis les levers de « Djidjelli », tout en m'autorisant très libéralement à étendre mon examen aux territoires immédiatement voisins.

Ce mémoire constitue le commentaire de la cartographie détaillée d'une zone restreinte, d'environ 1.500 km², encore que les régions adjacentes aient été examinées, mais plus rapidement. C'est donc une monographie régionale, au sens large du terme. Ne constituant pas l'étude d'un ou de plusieurs problèmes déterminés, il ne peut être question d'y voir un « ouvrage à thèse ». De la sorte l'exposé des faits n'y sera point sacrifié aux interprétations.

D'aucuns s'étonneront sans doute de voir un aussi gros volume s'appliquer à un sujet aussi exigu d'apparence. Ce fait découle de mon souci de n'éluder aucun des grands problèmes posés par cette région, qu'ils soient d'ordre pétrographique, s'appliquant au Cristallophyllien, à l'Eruptif ou au Sédimentaire, d'ordre stratigraphique, la série allant, sans lacunes bien importantes, du Primaire ancien jusqu'au Quaternaire, ou d'ordre structural, par le nombre, la variété ou l'importance des épisodes orogéniques. Les questions proprement paléontologiques ne trouveront cependant pas leur place ici : diverses autres publications en ont fait ou en feront connaître l'essentiel. Parmi les disciplines voisines, si les problèmes morphologiques ou sédimentologiques ne seront pas ignorés, d'autres sujets, tels la Métallogénie ou la Pédologie, n'ont pas été abordés.

Ce travail a demandé un effort de huit années. Certains résultats, parfois importants, ont été acquis au cours des dernières campagnes, grâce à l'emploi intensif des techniques modernes de laboratoire. La préparation de l'importante figuration hors-texte ayant demandé un temps assez considérable, on y trouvera, en certain cas, des interprétations assez différentes de celles, plus récentes, qu'apporte le texte; celui-ci modifiera ou complètera à l'occasion les premières vues, erronées ou tendancieuses.

Du fait de la variété des problèmes traités, cet ouvrage a besoin d'indulgence, surtout à une époque où le réel progrès des connaissances est lié à une ultra-spécialisation. J'ai cependant joui de conditions éminemment favorables dans l'élaboration de cette œuvre, grâce aux moyens matériels et aux innombrables concours mis à ma disposition, tant sur le terrain qu'au laboratoire.

Si les études de géologie algérienne ne demandent plus la somme d'énergie physique et d'endurance morale qu'elles nécessitaient autrefois, c'est en grande partie le résultat d'une politique avisée, mettant l'accent sur la partie matérielle de ces travaux. Sous ce rapport, cette œuvre doit presque tout à la bienveillance de M. Bétier, qui n'a lésiné, ni sur le financement de huit missions successives, échelonnées de 1947 à 1954, ni sur le prêt de véhicules de son Service, ni sur la présentation de cet ouvrage. Pour tout cela et pour les encouragements qu'il n'a cessé de me prodiguer, j'ai à l'égard de M. Bétier une immense dette de reconnaissance.

Les moyens de laboratoire ne m'ont pas non plus fait défaut. Je veux d'abord souligner le libéralisme dont ont fait preuve l'Inspecteur général Jean Lefèvre, Directeur de l'Institut national agronomique, MM. P. Lamare et B. Gèze, titulaires successifs de la chaire de Géologie de cet établissement, en me permettant de consacrer à ma thèse le temps maximal, à la fois pour les campagnes de terrain et pour l'étude des matériaux recueillis.

Voici plus de dix ans que M. P. Fallot, Membre de l'Institut, m'a admis dans son équipe, d'abord comme préparateur attaché à sa chaire, ensuite en qualité de travailleur libre, me permettant ainsi de jouir des innombrables avantages de son laboratoire du Collège de France. Il est difficile de préciser tout ce que ce travail doit à M. Fallot, tant son influence s'est fait sentir en des domaines variés et d'une manière continue. Le soin apporté à une longue et patiente cartographie, le constant souci paléontologique, l'art de dominer le détail, jamais négligé, par la vue des problèmes plus généraux, la manière d'aborder ces derniers, sont les principales leçons dont j'ai joui grâce à ma présence auprès de M. Fallot, dont le lumineux enseignement sur la Méditerranée occidentale n'a cessé de m'orienter. A côté de cette influence, toujours discrète et totalement désintéressée, il faut aussi noter l'appui technique et financier dont je n'ai cessé de jouir au Collège de France. Je n'oublie pas non plus l'apport financier très sensible accordé par le Centre national de la Recherche scientifique, en particulier au point de vue illustration de cet ouvrage.

Il est facile de concevoir combien de concours ont rendu possible plus de 25 mois de séjour sur le terrain. Mes débuts en territoire algérien, où la vie du géologue diffère profondément de celle que connaît le chercheur dans la métropole, furent aisés, grâce à l'accueil familial que je reçus dans les villages miniers de Tissimiran et de Sidi-Marouf de la part de Mme et M. A. Fabrègue, Directeur de l'exploitation, de M. R. Lemoine, Chef de Service, et de tous leurs collaborateurs. Le Service des Eaux et Forêts facilita lui aussi ma tâche. Je dois ainsi remercier les Ingénieurs qui ont la charge des chefferies sur lesquelles a porté mon étude : M. Bulle à Philippeville, M. Maillé à Constantine, mes amis P. Peyrou, P. Gambet et R. Francès à Djidjelli ou à El Milia. L'accueil reçu dans la plupart des maisons forestières a été très cordial, adoucissant de la sorte des séjours prolongés en des secteurs parfois inhospitaliers. Parmi beaucoup d'autres noms, je dois détacher ceux de MM. Clenewerck, Mangourny et Benayad. De même, M. Gianardi, Chef-cantonier à El Maad, m'a aidé considérablement. Parmi le personnel administratif des communes dont dépend ma zone d'études, je dois rappeler principalement le charmant accueil de M. Sultana, autrefois Administrateur principal à El Milia, de M. Borge, ancien Architecte-voyer de cette localité, de M. Benyazzar, caïd des Beni-Tlilen et, ailleurs, de M. Ali Chbouki, caïd du douar Beïnen.

D'autres concours, et non des moindres, me furent offerts généreusement par de simples particuliers. A El Milia, M. Roger Merle des Isles et M. Risler, respectivement Directeur et Directeur adjoint de la Société Sallandrouze-de-Lamornaix, comme aussi le Dr et Mme F. Nicoli, m'ont invité, à maintes reprises et pendant de longs séjours, à partager avec eux le pain et le sel. De précieuses amitiés ont ainsi été créées. En bien d'autres points, d'autres aides me furent offertes, tant dans les villes qu'auprès des habitants des douars, en particulier à l'occasion de longs séjours sous la tente. Je ne pourrai rappeler tous les noms de ceux qui m'ont ainsi obligé.

Les études de laboratoire n'ont été possibles que grâce à de très nombreuses collaborations. Au point de vue pétrographique, je dois ma formation à Mme E. Jérémme, qui, avec une inlassable patience, se donna la lourde tâche de contrôler la presque totalité de mes déterminations microscopiques de roches éruptives et cristallophylliennes puis de critiquer avec une sévère franchise le commentaire écrit que j'en avais tiré. Par ailleurs, M. Jung, Professeur à la Sorbonne, m'a dispensé de très utiles conseils, guidant et clarifiant bien de mes interprétations. Enfin Anne Faure-Muret et Jean Ravier m'ont, en maintes occasions, facilité le pénible déchiffrement des palimpsestes cristallophylliens. De son côté, Mlle S. Caillère eut l'obligeance d'étudier mes serpentines au laboratoire de Minéralogie du Muséum, où j'ai tant de fois et si longuement reçu l'hospitalité. De précieuses analyses de roches ont d'autre part été menées à bien au laboratoire du Service des Mines d'Alger, sous la direction de Mlle S. Guigue.

En pétrographie sédimentaire, discipline qui mériterait de ne jamais être négligée dans les études régionales, bien des aides me furent offertes. Je dois remercier en particulier M. J. Cu villier, Professeur à la Sorbonne, qui me guida si utilement dans l'étude des microfaciès. Léon Visse m'aida lui aussi bien des fois, acceptant en particulier de doser chimiquement certaines roches carbonatées.

Sur le plan de la paléontologie, le travail m'a été considérablement facilité par l'existence du Centre d'Etudes et de Documentation paléontologiques (C.E.D.P.) dirigé avec tant d'autorité par M. J. Roger, épaulé par M. J. Sornay. J'ai rencontré dans ce Centre, de la part de tous les collaborateurs, un accueil délicieux et une aide efficace, lors des longs séjours que j'y effectuai.

Parmi les éminents spécialistes que j'ai mis à contribution, je dois tout spécialement citer le Chanoine G. Dubar, Professeur à la Faculté libre des Sciences de Lille, qui m'accueillit si souvent, détermina l'ensemble de mes faunes liasiques et consentit à critiquer tout ce qui, dans cet ouvrage, concerne le Jurassique.

De même l'étude du Crétacé supérieur de la chaîne numidique n'a été rendue possible que par l'immense dévouement de Jacques Sigal, qui détermina à longueur de journées, avec une grande générosité, d'innombrables microfaunes. Pour les terrains tertiaires, le même rôle a été tenu par Jean Magné, dont l'amical dévouement a affronté d'innombrables demandes de renseignements.

L'abondance et la variété des groupes fossiles m'ont obligé, par souci d'exactitude, à confier à divers spécialistes l'étude d'une bonne partie de mes faunes : M. P. Pruvost, Professeur à la Sorbonne, Membre de l'Institut, pour la plus grande partie des formes gothlandiennes ; M. G. Waterlot, Professeur à l'Université de Lille, pour les Graptoloïdes, à l'étude desquels il m'initia ; le Dr O.M.B. Bulman, de Cambridge, pour les Dendroïdes ; Mme Defretin, pour divers Invertébrés du Keuper ; Mlle D. Le Maître, pour des Algues du Lias ; Mlle C. Dechaseaux, pour les Astartes du Jurassique ; M. Guillermo Colom, de la Grande Baléare, pour les Calpionelles et divers microorganismes de position douteuse ; Mme E. Basse de Ménorval, pour des Ammonites calcaires du Néocomien ; M. J. Sornay, pour diverses Ammonites pyriteuses du Crétacé inférieur ; Mlle S. Gillet, pour des Lamellibranches de la même époque ; M. M. Delattre, pour les Bélemnites crétacées ; M. M. Lys, pour les Orbitolines ; Mme M. Neumann, pour les Orbitoïdés crétacés et les Orthophragmines ; M. R. Abrard, Professeur au Muséum, pour les Nummulites ; M. J. Flandrin, Professeur à l'Ecole du Pétrole, pour certains grands Foraminifères tertiaires ; M. C. W. Drooger, pour les Miogypsines ; Mme P. Lemoine, pour les Algues du Nummulitique ; M. J. Roger, pour divers Invertébrés et en particulier les Pectinidés ; Mme Cl. Davadie, pour les Balanidés ; M. J. Alloiteau, pour les Polypiers ; M. J. Chevalier, pour certains Madréporaires tertiaires ; M. P. Jodot, pour les Pulmonés néogènes ; Mme S. Pimienta, pour divers Lamellibranches ; M. J.-P. Roman, pour des Echinodermes ; M. E. Buge, pour les Bryozoaires ; M. P. Calas, pour les Gastéropodes marins ; M. E. Boureau, pour les restes végétaux ; le Dr Hantzschel, de Hambourg, pour certains Problematica. Que tous ceux que je viens de citer acceptent mes remerciements pour leur aide généreuse.

L'étude géologique s'intègre naturellement dans un tout : les régions littorales d'Afrique du Nord. A ce titre, je dois souligner la part importante qu'a prise Alexis Lambert, un des meilleurs connaisseurs de la géologie algérienne, dans la solution de nombreux problèmes que j'avais jusqu'alors mal posés ou mal résolus. Son amitié agissante n'a cessé de m'encourager, en particulier au cours des nombreuses randonnées que nous fîmes de concert dans bien des régions kabyles. M. Lambert n'a pas non plus hésité à me confier spontanément des matériaux qu'il avait recueillis dans mon secteur ou des observations inédites, même sur ses propres régions de travail.

De nombreux enseignements ont été tirés de visites de régions voisines, encouragées par M. Bétier : en Tunisie septentrionale avec Ch. Gottis et P. Sainfeld, dans les monts de la haute Medjerda avec Louis David, en Kabylie de Collo avec Jean Hilly, autour de Constantine avec Robert Busnardo, dans le massif de Cavallo avec Georges Tayeb, autour de Bougie avec Louis Duplan. Tous mes collègues ci-dessus m'ont aussi fait part, lors de visites de ma zone, de fort utiles critiques. Il en a été de même des participants de l'excursion A 10 du 19^e Congrès géologique international qui m'ont fait l'honneur de parcourir ma région de travail : en particulier les professeurs Fourmarier, Hans Stille, R. Brinkmann, Fr. Lotze, le D^r Schmidt-Thomé, MM. J.M. Aymé, R. van de Fliert, A. de Spengler, etc... Les bienveillantes remarques de MM. Casteras, Professeur à l'Université de Toulouse, G. Castany, Chef du Service géologique de Tunisie, et P. Deleau, Géologue principal à Alger, qui tous eurent l'occasion de parcourir ma zone, m'ont été aussi très profitables.

De précieux échanges de vue ont eu lieu avec M. Pruvost, qui m'a tant de fois accueilli à la Sorbonne pour critiquer mon travail et a accepté la tâche ingrate de rapporter ma thèse, avec le Doyen L. Glangeaud et avec ses élèves, avec M. R. Laffitte, Professeur à l'Université d'Alger, avec M. Flandrin, qui, du temps où il était algérois, facilita considérablement ma tâche, avec Jules Glaçon et beaucoup d'autres encore.

Dans un tel travail, l'influence des camarades de laboratoire est considérable, par l'aide directe, les conseils et les conversations sur les problèmes les plus variés au cours de longues années. Qu'en particulier Bernard Gèze, qui m'éveilla à la géologie de terrain, Anne Faure-Muret, Georges Dubourdieu et Marcel Lemoine trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

Je dois aussi remercier à des titres variés Mlle J. Drot, MM. Cl. Aulard, L. Barrabé, G. de Beau-regard, A. Bonte, F. Bordes, P. Bordet, M. Bouillon, R. Busnardo, L. Calembert, M. Collignon, M. Dalloni, G. Deflandre, J. Dresch, M. Dubois, J. Dupuis, G. Durozoy, N. Grékoff, P. Hupé, A. Kieslinger, F. Kraut, M. Lanteaume, R. Lavocat, J. Lessertisseur, G. Lucas, P. Marie, L. Moret, E. Raguin, M. Rey, A. Sandréa, J. Thiébaud, M. Thorat, G. Ubaghs, H. Vincienne, et C. Voûte.

Au point de vue mise en œuvre matérielle de cet ouvrage, je dois citer M. Cabaret, qui a confectionné avec dévouement des milliers de lames minces, Mlle M.-A. Génévrier, à l'obligeance de laquelle j'ai souvent fait appel, Mlle D. Laidet et M. J. André, qui ont reproduit avec talent la plupart de mes dessins, M. Canac et ses collaborateurs de la Société nouvelle de Cartographie qui ont mis au point la presque totalité de mes planches hors-texte, dont on admirera l'excellente réalisation, les techniciens de l'Institut géographique national pour la planche 'panoramique, M. Brunissen, sous la direction de qui on été exécutées les planches photographiques et Mme Priester, qui a dirigé avec autorité et doigté l'impression de ce texte.

Ce travail a demandé bien du temps et bien des aides. Je n'aurai pas l'outrecuidance de le croire sans reproches : l'exemple des œuvres passées, et des meilleures, enseigne à lui seul la modestie. Ce que cette œuvre peut avoir de bon est en général le fruit des techniques employées : sans leur usage systématique, le géologue de terrain est un aveugle...

PREMIÈRE PARTIE
GÉNÉRALITÉS ET CRISTALLOPHYLLIEN

CHAPITRE PREMIER

GÉNÉRALITÉS

I. — INTRODUCTION GÉOGRAPHIQUE

La région qui fait l'objet de cette étude (fig. 1) est située dans le NE de l'Algérie (département de Constantine). Elle appartient à la zone littorale, à laquelle les géographes donnent le nom de Tell.

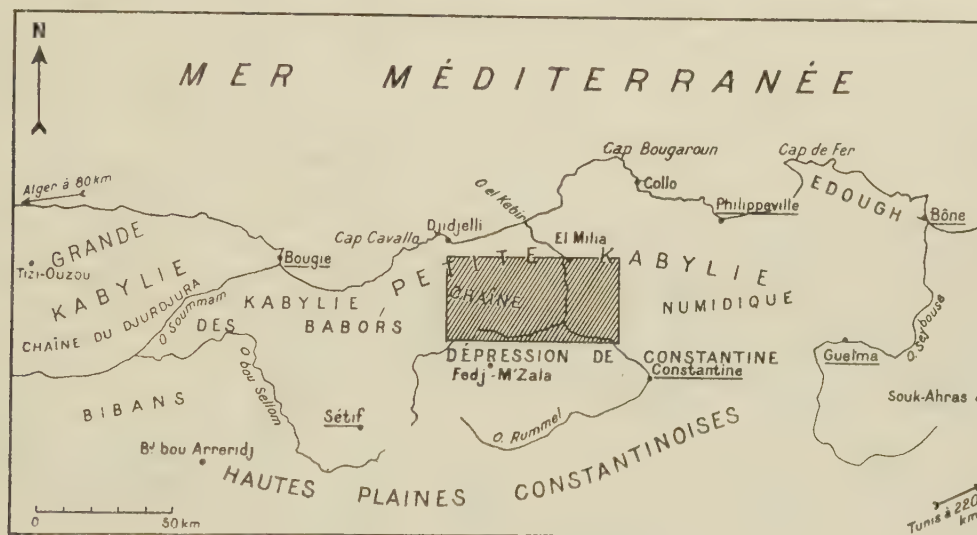


FIG. 1. — Situation géographique de la région étudiée.

Le Tell correspond à une frange de territoire qui, dans le Constantinois, s'étend de la mer jusqu'à une profondeur de 50 à 80 km à l'intérieur. C'est une région de petites plaines littorales, de montagnes élevées (Atlas tellien), de dépressions intérieures. Leurs caractères communs y découlent de l'influence prédominante de la Méditerranée voisine : forte pluviosité, tapis végétal assez dense, cours d'eau pérennes coulant vers le N, érosion intense, altitude moyenne élevée (de l'ordre de 500 m), population dense.

Par tous ces caractères, le Tell constantinois s'oppose aux *Hautes Plaines* (« Hauts Plateaux » du langage courant), qui le bornent au S. Celles-ci forment d'immenses étendues plates, dont l'altitude oscille autour de 1.000 m, et d'où surgissent des reliefs isolés. La limite entre Hautes Plaines et Tell est souvent marquée par un haut talus, à regard nord. C'est au moins le cas sur le méridien de la région étudiée : Constantine est bâtie sur ce rebord.

Le Tell nord-constantinois comprend, du N au S, trois parties :

1° Au N, un massif ancien, dit de *Petite Kabylie*, formé essentiellement de terrains anciens métamorphiques et de leur couverture nummulitique; il comporte des reliefs littoraux de faible altitude.

2° Au milieu, une chaîne sub-littorale dite *chaîne numidique*. Un rameau septentrional, à matériel cristallophyllien, marque la limite du massif ancien; un rameau méridional, à matériel mésozoïque et nummulitique, montre des reliefs en partie calcaires, en partie gréseux.

3° Au S, une zone de basses collines, dite *dépression de Constantine*, entaillée dans des sédiments tendres du Néogène. Vers l'E (entre Constantine et Guelma) et vers l'W (région de Fedj-M'Zala) apparaissent certains reliefs intérieurs, qui masquent, au point de vue topographique, la limite entre Tell et Hautes Plaines.



FIG. 2. — Schéma orographique du Nord-Constantinois.
En grisé, les Hautes Plaines. La région étudiée est encadrée d'un trait noir.

La région étudiée comprend la partie occidentale de la chaîne numidique, et, touchant à celle-ci, les proches bordures du massif de Petite Kabylie, au N, et de la dépression de Constantine, au S. Notre secteur ne possède pas ainsi d'individualité propre au point de vue géographique.

Au point de vue administratif, il est englobé dans les grandes « communes mixtes » de Djidjelli, de Taher et d'El Milia, au N, de Fedj-M'Zala, au SW ; dans les petites « communes de plein exercice » de Zeraïa-Redjas, de Sidi-Merouane et de Grarem, au S et au SE.

L'étude géographique du Nord-Constantinois n'a jamais été faite de manière détaillée. Bernard et Ficheur (1902) en ont cependant brossé les grandes lignes.

Nous prions le lecteur de se reporter, pour les questions de géographie physique et de morphologie, à une étude que nous venons de donner aux « Annales de l'Institut national agronomique » (1955). La figure 2, très schématique, permet cependant de situer les zones dont nous allons parler dans cet ouvrage.

II. — HISTORIQUE GÉNÉRAL

La région étudiée était pratiquement vierge d'observations géologiques, sauf pour des secteurs limités qui seront précisés à la fin de ce paragraphe. Nous brosserons d'abord un *exposé historique d'ensemble sur la géologie de la Petite Kabylie*, et spécialement sur celle de la chaîne numidique.

L'évolution des connaissances permet de distinguer cinq périodes.

A : Période des itinéraires (1830-1860)

Puillon-Boblaye, Renou et Fournel en furent, à la suite des armées de la Conquête, les hardis réalisateurs. Ces travaux n'ont plus qu'un intérêt historique.

Le capitaine Puillon-Boblaye (1838 et 1840), distingue déjà les grands ensembles. A Bône et au Sidi-Dris, il découvre le Cristallophyllien. La « Grande Chaîne » (= chaîne numidique) lui fournit des calcaires à Nummulites. Au pied sud de ces reliefs, il identifie le bassin tertiaire de Constantine.

Renou (1843 et 1848), géologue de la « Commission Scientifique de l'Algérie », donne la première carte géologique d'ensemble du Tell algérien, au 2.000.000^e, évidemment très sommaire : elle laisse en blanc la presque totalité de la région ici étudiée, encore insoumise. A vrai dire, cet auteur n'a pu décrire, dans le Nord-Constantinois, que quatre itinéraires : de Bône à Constantine, de Constantine à Philippeville par les Toumiets et El Arrouch, de Sétif à Constantine par Djemila et Mila, enfin une incursion par mer aux abords immédiats de Djidjelli. Le mérite de Renou est de bien limiter le massif cristallin littoral « entre Bône et Djidjelli ». Par ailleurs, sauf les calcaires à Nummulites, dont il exagère le rôle dans la chaîne numidique, il cartographie à peu près tous les terrains en Crétacé, même les grès « numidiens », qu'il attribue au Crétacé supérieur.

Fournel (1849), Ingénieur en chef des Mines, donne dans le premier tome de sa « Richesse minérale de l'Algérie », quelques renseignements sans grand intérêt géologique sur la région d'El Arrouch et de Philippeville.

Coquand (1852 et 1854), Professeur à la Faculté des Sciences de Marseille, traite sommairement de la géologie de la province de Constantine. Il y décrit avec quelque détail les terrains cristallins, découvre (sans le dater) le Trias et décrit des fossiles du Lias d'El-Kantour recueillis par Ville.

B : Période des levers d'ensemble à petite échelle (1860-1905)

Quatre cartes générales, dues à Hardouin, Tissot, Pomel et Ficheur, concrétisent les nombreuses découvertes faites par ces auteurs.

La première, au 1.250.000^e, est due à Hardouin (1868). Elle a trait à la subdivision de Constantine et englobe à ce titre la plus grande partie de la Petite Kabylie. Hardouin reconnaît le rôle du Lias dans son « Petit Atlas » (= chaîne numidique).

La deuxième carte, au 800.000^e, est signée de Tissot (1881) : elle englobe la province de Constantine. Cet Ingénieur en chef des Mines précisa les levers d'Hardouin. Ses deux grands mérites sont d'avoir attribué les grès et argiles du « Numidien » au Nummulitique supérieur, et d'avoir rangé dans l'Eocène (« Suessonien ») certaines marnes de la chaîne numidique dites sénoniennes avant et après lui.

Peu de modifications sont apportées par Pomel et Pouyanne dans l'édition de 1889 de la carte de l'Algérie au 800.000^e. On peut puiser encore dans la description stratigraphique (1890), qui accompagne cette carte, des renseignements utiles.

La révision de la carte au 800.000^e (1900) est due essentiellement à Ficheur. Elle présente, pour la chaîne numidique, un certain nombre de perfectionnements. Les principaux avaient été annoncés par cet auteur dans une série de notes, échelonnées de 1893 à 1900. Notons en particulier un travail sur le bassin miocène de Constantine, ainsi qu'une discussion sur les rapports des calcaires à Nummulites et des autres assises éocènes dans le chaînon des Mouïa.

Cette période est ainsi marquée par l'exploration rapide de l'ensemble de la Petite Kabylie. Elle se termine par la vive discussion entre Pierre Termier et Ficheur sur l'âge du métamorphisme du massif ancien, attribué abusivement au Tertiaire par le premier de ces auteurs.

C : Période des grandes monographies (1905-1930)

Le nom de L. Joleaud domine cette période. La thèse (1912) de cet auteur, accompagnée d'une carte au 200.000^e, sur la chaîne numidique (centrale et orientale) et sur les monts de Constantine, s'inscrit dans la série des grandes monographies régionales, réalisées dans les secteurs voisins par Dareste de la Chavanne (1910; région de Guelma), par Blayac (1912; bassin de la Seybouse), par Savornin (1920; plateau sétifien).

Outre sa thèse, L. Joleaud réalise les levers de plusieurs cartes au 50.000^e. Il écrit en outre d'innombrables notes, à la fois avant et après sa monographie principale. La stratigraphie qu'il donne est sommaire. Il faut cependant rapporter à son actif, pour la chaîne numidique, la découverte des premiers fossiles du Lias moyen et de faunes barrémiennes dans les Mouïa et dans le douar Sfaïdjela. Au point de vue tectonique, Joleaud, se basant sur une cartographie trop rapide, imagine dans cette région une grande nappe de charriage d'âge miocène qui se serait déplacée vers le S : ici, il ne reste pas grand'chose de cette conception. Par contre, Joleaud observe très justement un écaillage avec poussées vers le N, dans la chaîne numidique orientale.

M. Dallóni (1920) fit le premier justice des charriages de Joleaud, grâce à une étude du Mcid-Aïcha.

En 1924, une Réunion extraordinaire de la Société géologique de France avait lieu en Algérie. Deux excursions, l'une au col des Oliviers, l'autre dans la zone du Mcid-Aïcha, donnèrent l'occasion aux protagonistes des charriages numidiques (Joleaud, L. Bertrand) de défendre ces conceptions, déjà bien ébranlées.

Vers la même époque, F. Ehrmann réalisait l'exploration des Babors, que diverses feuilles au 50.000^e concrétisèrent. A défaut de monographie, de très nombreuses notes, dont un résumé stratigraphique pour l'ensemble des Babors, permirent à F. Ehrmann de mettre en évidence divers faits importants : les premiers fossiles dans le Primaire des Beni-Afeur, la tectonique diapire du Trias, la continuité de la sédimentation du Jurassique, l'existence de phases orogéniques crétacées. En dehors de ces très importantes découvertes, bien des affirmations de cet auteur demandent à être contrôlées.

D : Période des monographies détaillées (1930-1946)

Elles sont dues, en Petite Kabylie, à P. Deleau et M. Roubault.

Ce dernier auteur décrit la Kabylie de Collo dans sa thèse (1934), à laquelle est jointe une carte au 100.000^e. Son travail est surtout pétrographique. Il donne de précieux renseignements sur le Cristallophyllien et l'Éruptif de cette région. Si l'âge tertiaire proposé implicitement pour le métamorphisme général et l'origine *ortho* des gneiss ne semblent plus soutenables, on doit noter par contre d'importants résultats. Le moindre n'en est pas d'avoir affirmé que les venues « granitiques » de Petite Kabylie relevaient d'un épisode post-burdigalien.

En compagnie de G. Bétier, à qui est due la première cartographie de la feuille d'Aïn-Kechera, M. Roubault publia (1933) une note sur le massif du Moul-ed-Demamene. Ces deux auteurs reconnurent la superposition du Cristallophyllien au Sédimentaire et donnèrent une explication pétrographique de ce fait curieux.

P. Deleau a publié en 1938 une monographie relative aux monts au NW de Guelma et à la partie centrale et orientale de la chaîne numidique. Dans ce dernier domaine, où il se contente d'étudier les principaux chaînons, cartographiés à grande échelle, cet auteur remplace le schéma trop souvent fantaisiste de Joleaud par des vues plus exactes. P. Deleau date le Domérien, le Toarcien et l'Aalénien, découvre le Kiméridgien fossilifère du Kef Sebaroud et des faunes du Néocomien-Barrémien au Dj. Safia. Au point de vue structural, P. Deleau ruine définitivement la théorie des charriages de Joleaud, et estime que la tectonique essentielle date de l'Eocène moyen. Le volumineux mémoire de P. Deleau contient, de plus, de précieux renseignements locaux. Cet auteur a donné récemment (1944 et 1952 a) des résumés de son travail, auquel il vient d'apporter de nombreuses et importantes corrections, d'ordre stratigraphique ou structural.

Il convient de signaler aussi l'apport de J. Flandrin, dans son étude stratigraphique du Nummulitique algérien. Cet auteur collige l'ensemble des documents relatifs au Tertiaire ancien du Nord-Constantinois. Il analyse en détail et date la belle série oligocène des Beni-Afeur.

Il y a lieu, enfin, de citer certains travaux, à but plus général, de J. Savornin, M. Blumenthal, P. Fallot, L. Glangeaud, etc., qui énoncèrent des vues originales, souvent exactes, sur certains points du Tell nord-constantinois.

E : Les travaux récents

La carte au 500.000^e de Constantine-nord donnait l'état des connaissances en 1935. Une notice détaillée l'accompagnait, précieuse à bien des égards (G. Bétier, L. Joleaud, M. Roubault, J. Savornin).

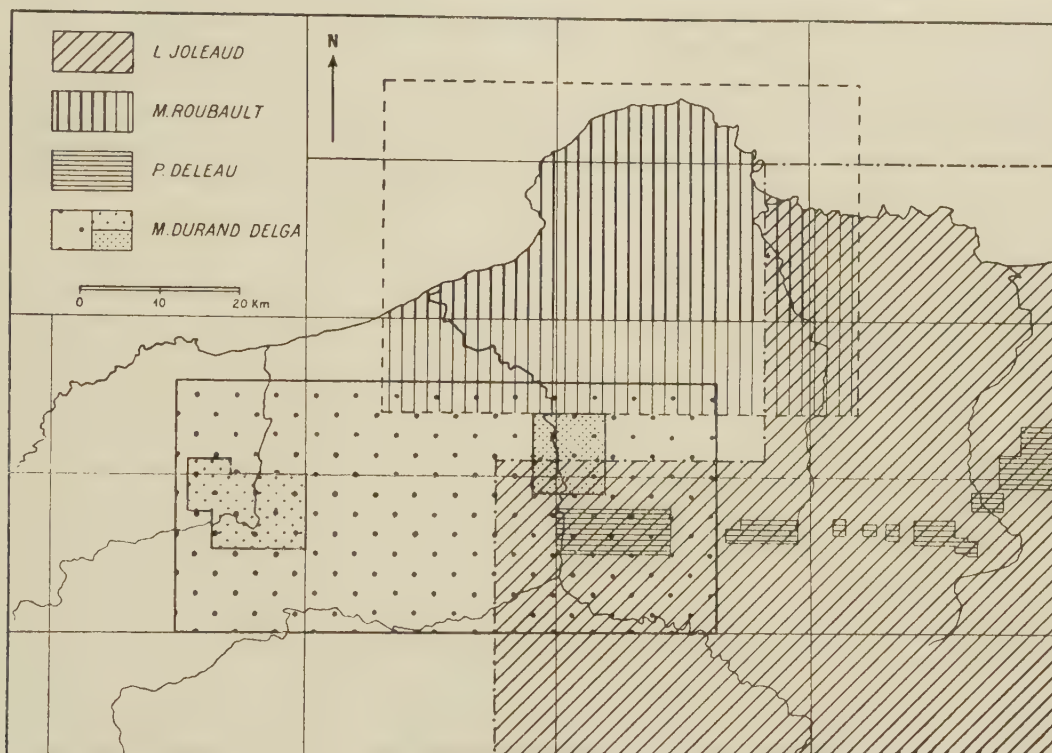


FIG. 3. — Cartes géologiques spéciales du Nord-Constantinois.

L. Joleaud (thèse), 1912 : carte au 200.000^e, en couleurs, d'« une partie des Régions de Philippeville et de Constantine ». M. Roubault (thèse), 1934 : carte au 100.000^e, en couleurs, de « la Kabylie de Collo » ; levers pris aux auteurs antérieurs, en barré fin ; levers originaux, en barré appuyé. P. Deleau (thèse), 1938 : cartons schématiques, à échelle grande mais variable, en noir ou en couleurs, de certains chaînons. M. Durand Delga (cet ouvrage) : ponctué serré, pl. 3 ; ponctué moyen, pl. 2 ; ponctué lâche, pl. 1.

L'interruption due à la deuxième guerre mondiale a été suivie, à partir de 1946, d'un regain d'activité, dû à l'arrivée de nombreux géologues, certains attachés à des services techniques, et à l'approche du Congrès international d'Alger, en 1952.

Étendant son champ d'action à l'ensemble de la zone kabyle, A. Lambert expose en une série de notes de précieuses découvertes, tant dans les Babors (cordillères crétacées, faunes du Muschelkalk), que dans le pays bônois (transgression sénonienne). Cet auteur réalise en particulier pour l'« Electricité et Gaz d'Algérie » (1949) un travail sur le haut Djendjene, accompagné d'une carte au 20.000^e.

Dans le cadre d'une monographie de l'Edough et d'une révision du Sédimentaire des environs de Collo, J. Hilly signale d'importants faits nouveaux : Sénonien reposant sur le socle ancien, Burdigalien transgressif...

De rapides incursions dans notre secteur ou à son voisinage ont permis ces derniers temps de préciser certains points de la répartition et des faciès du Sénonien (L. Duplan) et de l'Eocène moyen ou supérieur (G. Durozoy).

De notre côté, nous avons publié, depuis 1947, un certain nombre de notes préliminaires sur des sujets variés intéressant le Nord-Constantinois. Cet ouvrage en donnera des développements, tout en corrigeant les erreurs qui s'y sont glissées.

Pour la région spécialement étudiée par ce travail, la bibliographie est très réduite.

A l'W (région de Texenna) F. Ehrmann consacra quelques notes, en particulier sur le problème des Beni-Afeur. Il donna de plus une première cartographie de la feuille de Tamesguida. Au NE, G. Bétier leva la zone du Moul-ed-Demamene et d'Arago. Au SE, outre les descriptions et les levers de la feuille de Sidi-Dris par L. Joleaud, il convient de rappeler que la région du Mcid-Aïcha a fait couler beaucoup d'encre (Ficheur, L. Joleaud, M. Dalloni, P. Deleau).

Un *historique détaillé* sera donné en tête de tous les chapitres, où sera mentionné l'apport de nos devanciers. A ceux-ci, quels qu'ils soient, il convient de rendre hommage, en raison des conditions souvent précaires dans lesquelles ont été réalisés leurs travaux.

III. — BIBLIOGRAPHIE

Cette bibliographie comporte l'ensemble des ouvrages cités et ceux qui ont été constamment consultés. Les travaux traitant, pour tout ou partie, de notre zone d'études détaillées sont marqués avec un astérisque (*).

Les abréviations suivantes ont été utilisées, entre autres :

A.F.A.S. : Association française pour l'avancement des Sciences (Paris).

Ann. Mines : Annales des Mines (Paris).

C.R.Ac.Sc. : Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris).

C.R.somm.S.G.F. : Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France (Paris).

B.S.G.F. : Bulletin de la même société.

M.S.G.F. : Mémoires de la même société.

- * ANONYME (= divers auteurs), 1924. — Compte rendu de l'Excursion extraordinaire de la Société géologique de France dans l'Algérie orientale. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 195-246.
- * ANONYME, 1937. — Notice explicative des feuilles géologiques au 500.000^e Constantine-nord, Constantine-sud. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- ANONYME, 1939. — Notice explicative des cartes géologiques au 500.000^e Alger-nord, Alger-sud. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- ALMELA (A.) et RIOS (J.M.), 1953. — Analogies entre les séries stratigraphiques de la Sierra de Ricote (Espagne) et de l'Apennin septentrional. *B.S.G.F.*, p. 767-774.
- AYMÉ (J.M.), GLANGEAUD (L.) et MAGNÉ (J.), 1954. — Sur la stratigraphie du Crétacé de la feuille de Tablat. *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, p. 498.
- BARBIER (A.) et TERMIER (H. et G.), 1948 a. — Présence du Llanvirn en Grande Kabylie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 226, p. 1385.
- BARBIER (A.) et TERMIER (H. et G.), 1948 b. — Sur la présence du Gothlandien supérieur et du Dévonien en Grande Kabylie (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 227, p. 1386.
- * BASSE (E.) et DURAND DELGA (M.), 1953. — Présence en Afrique du nord, dans le Tell constantinois, d'Ammonites néocomiennes de la famille des Oostérellidés. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 327.
- BECKER (J.) et DUBOIS (G.), 1953. — Essai de précision d'âge stratigraphique de quelques masses triasiques diapirisées du Nord algérien et considérations sur la genèse de leurs quartz bipyramidés. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 225.
- * BERNARD (A.) et FICHEUR (E.), 1902. — Les régions naturelles de l'Algérie. *Ann. Géographie*, Paris, t. 11, p. 221-246, 339-365, 419-437.
- BERTRAND (L.) : voir ANONYME, 1924.
- BERTRANEU (J.), 1952. — Le massif du Bou Taleb. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 5.
- * BÉTIER (G.), 1933 : Feuille au 50.000^e « Aine Kechera » (n° 30), avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- * BÉTIER (G.) et ROUBAULT (M.), 1932. — Sur les roches éruptives de la région d'Aïn Kechera (Département de Constantine, Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 38.
- * BÉTIER (G.) et ROUBAULT (M.), 1933. — Sur les relations des schistes métamorphiques avec la série secondaire dans le Massif du Moul ed Demamene (Petite Kabylie, Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 165.
- BÉTIER (G.), SAVORNIN (J.), DALLONI (M.), FLANDRIN (J.) et GLANGEAUD (L.), 1937. — Observations tectoniques sur la « zone du Flysch albo-aptien » dans la région littorale algéroise. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 244.
- BLANT (G.) et REYRE (D.), 1952. — Conditions de sédimentation du Crétacé de l'Est-Constantinois. *Atti VII^e Conv. naz. Metano Petrolio*, Taormina, vol. 1, p. 333-345.
- BLAYAC (J.), 1912. — Esquisse géologique du bassin de la Seybouse et de quelques régions voisines. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 6 (Thèse, Paris).
- BLAYAC (J.), 1914. — Observations sur la chaîne numidique (Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 118.
- BLAYAC (J.), 1916. — La chaîne numidique au Nord-Ouest de Guelma. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 121.
- BLUMENTHAL (M.), 1930. — Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce (Betische und penibetische Zone zwischen Antequera und Yunquera, Prov. Málaga). *Ecl. géol. Helv.*, vol. XXIII, p. 41-293.
- BLUMENTHAL (M.), 1937. — Esbozo geológico del Rif en la Región de Bokoya. *Bol. Inst. geol. min. España*, 3^e s., t. XIV.
- BOLFA (J.), 1948. — Contribution à l'étude des gîtes métallifères de la Kabylie de Collo et de la région de Bône. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 6^e s., n° 1 (Thèse, Nancy).

- * BOLFA (J.), HILLY (J.) et ROUBAULT (M.), 1952. — Massifs cristallins du Nord-Constantinois. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 23.
- BOLZE (J.), 1950. — Diapirs triasiques et phases orogéniques dans les Monts de Téboursouk (Tunisie septentrionale). *C.R.Ac.Sc.*, t. 231, p. 480.
- BOLZE (J.), 1954 a. — Age des séries schisteuses et dolomitiques de l'Ichkeul et de l'Haïrech (Tunisie septentrionale). *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, p. 2008.
- BOLZE (J.), 1954 b. — Position stratigraphique des formations salifères de la zone des diapirs en Tunisie septentrionale. *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, p. 2103.
- BOLZE (J.), BUROLLET (P. F.) et CASTANY (G.), 1952. — Le sillon tunisien. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Tunisie, n° 5.
- BONTE (A.), 1952. — Réflexions sur le « beef », à propos d'une note de M. L. David. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 110.
- BONTE (A.), 1953. — Sur la genèse des quartz bipyramidés. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 253 (obs. de J. Ricour).
- BOURCART (J.) et GLANGEAUD (L.), 1954. — Morphotectonique de la marge littorale nord-africaine. *B.S.G.F.*, séance du 29 nov. 1954 (à l'impr.).
- BOURCART (J.) et RICOUR (J.), 1954. — Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, C.R., fasc. XIII, p. 35-47.
- BRINKMANN (R.) et GALLWITZ (H.), 1933. — Der betische Aussenrand in Süd-Ost Spanien. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys., Kl. III, f. 3, h. 7. Beitr. Geol. west. med.*, n° 10, p. 1187-1281.
- BRIVES (A.) : voir ANONYME, 1924; GLANGEAUD.
- BRÜCKNER (W.), 1941. — Ueber die Entstehung der Rauwacken und Zellendolomite. *Ecl. geol. Helv.*, vol. XXXIV, n° 1.
- BUSNARDO (R.), 1954. — Structure de la bordure sud-ouest du Djebel Ouach (département de Constantine). *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, p. 828.
- CAIRE (A.), 1953. — Sur l'origine et la date de mise en place des nappes supérieures dans le Tell algérien au S du Djurdjura. *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, p. 597.
- CAIRE (A.), 1954. — L'Atlas tellien méridional entre la chaîne du Djurdjura et la partie occidentale des monts du Hodna (Algérie). *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, séance du 26 nov. 1952 (compl. 1954), p. 35-82.
- CAIRE (A.), GLANGEAUD (L.) et MATTAUER (M.), 1950. — L'évolution structurale de la région de Miliana (Algérie) et le style amygdalaire des chaînes liminaires. *B.S.G.F.*, p. 479-501.
- CAIRE (A.), GLANGEAUD (L.), MATTAUER (M.) et POLVÈCHE (J.), 1953. — Essai de coordination de l'autochtone et de l'allochtone dans l'Atlas tellien de l'Algérie centrale. *B.S.G.F.*, p. 941-974.
- CAIRE (A.) : voir GLANGEAUD.
- CALEMBERT (L.), 1940. — Remarques stratigraphiques, paléogéographiques et tectoniques sur l'Atlas méditerranéen d'Algérie. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 64, p. B 12-20.
- CALEMBERT (L.), 1952. — Massif culminant de l'Ouarsenis. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 2.
- CAROZZI (A.), 1953. — Pétrographie des roches sédimentaires. Lausanne. Rouge et C^{ie} éd. 258 p.
- CARRINGTON DA COSTA (J.), 1954. — Les mouvements calédoniens et prémonitoires hercyniens dans la Péninsule Ibérique. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, C.R., fasc. XIV, p. 201-210.
- CASTANY (G.), 1951. — Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Ann. Mines Géologie*, n° 6. Tunis (Thèse, Paris).
- CASTANY (G.), 1953. — Carte géologique de la Tunisie au 500.000^e, 2^e éd.; notice explicative. *Publ. Serv. Mines Tunisie*, 143 p.
- CASTANY (G.), 1954. — Les grands traits structuraux de la Tunisie. *B.S.G.F.*, p. 151-174.
- CASTANY (G.) avec la coll. de la C.P.D.T., la S.E.R.E.P.T. et la S.N.A.P., 1952 : Atlas tunisien oriental et Sahel. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Tunisie, n° 6.
- CASTANY (G.) : voir BOLZE; COLOM.
- CAVET (P.), 1951. — Découverte du Cambrien à Archaeocyathidés dans la zone axiale des Pyrénées-Orientales : interprétation stratigraphique de cette zone. *C.R.Ac.Sc.*, t. 232, p. 858.
- CAYEUX (L.), 1935. — Les Roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (calcaires et dolomies). Paris. Masson éd.
- CHOUBERT (G.), 1952. — La chaîne calédonienne au Maroc. *C.R.Ac.Sc.*, t. 234, p. 2382.
- CHOUBERT (G.) et MARÇAIS (J.), 1952. — Géologie du Maroc. Fasc. 1; 1^e p., Aperçu structural. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Maroc, n° 6, p. 9-73.
- CLARKE (F.W.), 1915. — Analyses of Rocks and Minerals from the Laboratory of the United States Geological Survey. *U.S. Geol. Survey*, bull. 591.
- COLLIGNON (M.), 1937. — Paléontologie de Madagascar. XXII : Les Ammonites pyriteuses de l'Aptien d'Antananamirafy. *Ann. Paléont.*, t. 26, p. 1-28, Paris.
- COLOM (G.), 1947. — Estudios sobre la sedimentación profunda de las Baleares. *Publ. Inst. Lucas Mallada*, 150 p., 28 pl.
- COLOM (G.), 1948. — Sobre dos algas clorofíceas fósiles de las « Falsas Brechas » titónicas de los Alpides Españoles. La « Globochaete alpina » LOMBARD y « Eothrix alpina » LOMBARD. *Bol. Inst. geol. min. España*, t. LXI, p. 57-78.
- COLOM (G.), 1950. — Sobre la extensión e importancia de las calizas con « Nannoconus » en el Apenino central (Italia). *Inst. geol. min. España*, Livro jub., t. 1.
- COLOM (G.), 1952. — On the distribution and lithological importance of *Nannoconus* limestones in the bathyal facies of the lower Cretaceous of the Western Mediterranean. *Publ. XVIII^e Congr. géol. int.*, Londres 1948, part X, p. 83-91.

- * COLOM (G.), CASTANY (G.) et DURAND DELGA (M.), 1953. — Microfaunes pélagiques (Calpionelles, Fissurines) dans le NE de la Berbérie. *B.S.G.F.*, p. 517-534.
- COMASCHI CARIA (I.), 1949. — I Fossili della Sardegna. *Ist. Studi Sardi. Cagliari*.
- COQUAND (H.), 1852. — Tableau des formations et la succession des étages reconnus dans la province de Constantine. *B.S.G.F.*, p. 339-344.
- COQUAND (H.), 1854. — Description géologique de la province de Constantine. *M.S.G.F.*, 2^e s., t. 5, 1^e p., p. 1-155.
- CURIE (J.) et FLAMAND (G.B.M.), 1890. — « Roches éruptives » in Explication de la carte géologique de l'Algérie par POMEL. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- CUVILLIER (J.), 1951. — Corrélations stratigraphiques par Microfaciès en Aquitaine Occidentale (avec la coll. de V. SACAL). *Third World Petr. Congr.*, La Haye. Brill (Leyde) éd. 178 ph. en 90 pl.
- DALLONI (M.), 1913. — L'Oligocène marin et sa faune en Algérie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 156, p. 1711.
- * DALLONI (M.), 1920. — La structure de la chaîne numidique. Observations sur les prétendus charriages de la région de Constantine. *B.S.G.F.*, p. 187-195.
- * DALLONI (M.), 1921. — Sur la découverte d'une faune cartennienne marine dans le bassin de Constantine et la classification des terrains tertiaires de cette région. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 26.
- * DALLONI (M.), 1931. — Les gisements de houille du N de l'Algérie. *A.F.A.S.*, Congrès d'Alger 1930, p. 174-176.
- DALLONI (M.), 1952. — L'Atlas tellien occidental. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 24.
- DALLONI (M.), 1954 a. — Sur la faune néocomienne du Tell algérien et la présence en Afrique du Nord des Ammonites de la famille des Oostérellidés. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 88.
- DALLONI (M.), 1954 b. — Sur les terrains tertiaires supérieurs de l'Algérie et la classification du Néogène méditerranéen. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, C.R., fasc. XIII, p. 9-22.
- DALLONI (M.) : voir BÉTIER.
- DAME (R.), 1950. — Etude des pointements de Trias des environs du Dj.Bodah : région de Médéa. *Bull. Soc. Hist. nat. Afrique du Nord*, t. 41, p. 51-54.
- DARESTE DE LA CHAVANNE (J.), 1910. — La région de Guelma. Etude spéciale des terrains tertiaires. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 5 (Thèse, Lyon).
- DARESTE DE LA CHAVANNE (J.), 1920. — Fossiles liasiques de la région de Guelma. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 1^e s., n° 5.
- DARESTE DE LA CHAVANNE (J.), 1928. — Sur la répartition géographique du lias de type alpin et sicilien à faciès à brachiopodes dans l'Afrique du Nord et dans les régions voisines circum-méditerranéennes. *A.F.A.S.*, Congrès de Constantine 1927, p. 545-548.
- DAVID (L.), 1952. — Présence de la structure « beef » et « cone-in-cone » dans le Crétacé de l'Est-Constantinois (Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 51.
- DAVID (L.), 1953 a. — Contribution à la paléontologie stratigraphique du Sénonien de la région de Souk-Ahras (Est-Constantinois). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 128.
- DAVID (L.), 1953 b. — Aperçu sur l'histoire géologique et la tectonique de la bordure méridionale du Tell dans les Monts de la Haute Medjerda (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 237, p. 1338.
- DEB (S.), 1938. — Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des roches tertiaires des Alpes-Maritimes. *M.S.G.F.*, nouv. s., n° 36.
- * DEFRETIN (S.), DURAND DELGA (M.) et LAMBERT (A.), 1953. — Faunules du Trias supérieur dans le Nord-Constantinois (Algérie). *Bull. Soc. Hist. nat. Afrique du Nord*, t. 44, p. 185-195.
- DEFRETIN (S.) et FAUVELET (E.), 1951. — Présence de Phyllopoïdes triasiques dans la région d'Argana-Bigoudine (Haut-Atlas occidental). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 95, p. 129-135.
- DE LAUNAY (L.), 1902. — Etudes sur le Plateau Central. III. Les roches éruptives carbonifères de la Creuse. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XII, n° 83, p. 185-304.
- DELEAU (P.), 1932. — Observations sur la chaîne numidique. Aperçu stratigraphique du Djebel Maksen de Ras el Ma, au SSE de Philippeville, entre Saint-Charles et Jemmapes. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 135.
- DELEAU (P.), 1933 a. — Contribution à l'étude de la chaîne numidique, feuille de Jemmapes. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 182.
- DELEAU (P.), 1933 b. — Présence du Crétacé inférieur au Djebel Safia, province de Constantine. *C.R.Ac.Sc.*, t. 197, p. 1136.
- * DELEAU (P.), 1934. — Observations sur la chaîne numidique. Le Djebel Meid Aïcha, le Kef Sema, au S d'El Milia. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 134.
- DELEAU (P.), 1935 a. — Présence du Valanginien fossilifère au Djebel Safia (Constantine). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 159.
- DELEAU (P.), 1935 b. — Rôle paléogéographique de la chaîne numidique et de la chaîne Kef Hahouner-Debar pendant l'Eocène inférieur. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 167.
- * DELEAU (P.), 1935 c. — La chaîne numidique et ses relations avec la chaîne calcaire Kef Hahouner-Debar (département de Constantine). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 202.
- DELEAU (P.), 1935 d. — Note sur le Djebel Rhedir (chaîne numidique, Constantine). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 223.
- DELEAU (P.), 1937 a. — Feuille au 50.000^e « Jemmapes » (n° 32), avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- DELEAU (P.), 1937 b. — Feuille au 50.000^e « Hammam-Meskoutine » (n° 53), avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- DELEAU (P.), 1938 a. — Le Jurassique supérieur dans le Tell constantinois au Kef Sébargoud (chaîne numidique). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 11.
- DELEAU (P.), 1938 b. — Présence du Jurassique supérieur à Constantine. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 209.
- * DELEAU (P.), 1938 c. — Etude géologique des régions de Jemmapes, Hammam Meskoutine et du col des Oliviers. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 14, 2 t. (Thèse, Paris).

- * DELEAU (P.), 1944. — Le Tell constantinois. Résumé géologique. *Publ. C.N.R.S.*, Alger, 28 p.
- DELEAU (P.), 1948 a. — Sur l'extension de la mer turonienne dans le Constantinois. Quelques précisions sur la sédimentation au Crétacé. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 224.
- DELEAU (P.), 1948 b. — Le Djebel Nador. Etudes stratigraphique et paléontologique. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 17.
- DELEAU (P.), 1951. — Le Crétacé dans le Tell constantinois et ses variations brusques de faciès. *Publ. XVIII^e Congr. géol. int.*, Londres, 1948, C.R., part 14, p. 153-163.
- * DELEAU (P.), 1952 a. — Le pays constantinois. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 13.
- DELEAU (P.), 1952 b. — Couverture sédimentaire méridionale des chaînes littorales kabyles (chaîne numidique calcaire) et bord nord des chaînes telliennes constantinoises. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Livret-guide exc. croisière, p. 61-72.
- DELEAU (P.), 1953 a. — La grande faille limitant au S la chaîne numidique. *C.R.Ac.Sc.*, t. 236, p. 2525.
- DELEAU (P.), 1953 b. — Le Djebel Rhedir (chaînon nord de la chaîne numidique). *C.R.Ac.Sc.*, t. 237, p. 79.
- DELEAU (P.), 1954 a. — Existence du Trias à l'extrémité orientale de la chaîne numidique (Algérie, feuille de Jemmapes au 50.000^e). *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, p. 1055.
- DELEAU (P.), 1954 b. — Précisions sur la tectonique du Djebel Rhedir (chaîne numidique, Constantine). *C.R.somm. S.G.F.*, p. 169 (obs. de M. Durand Delga et P. Urbain).
- DELEAU (P.) et THIÉRY (P.), 1953. — Les gîtes d'antimoine du département de Constantine. Le gîte d'Ain-Kerma (Etude géologique et minière). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, Tr. Coll., fasc. 1, p. 7-72.
- DENAEYER (M.-E.), 1954. — Sur l'existence de « filons » de calcite à structure « beef » et « cone-in-cone ». Conclusions au point de vue génétique. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, C.R., fasc. XV, p. 387-396.
- DE ORUETA (D.), 1917. — Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda. *Mem. Inst. geol. min. España*, 576 p.
- DEPÉRET (Ch.), 1892. — Sur les formations néogènes de l'Algérie et du SE de la France. *C.R.somm. S.G.F.*, p. 6.
- DESTOMBES (J.P.), 1953 a. — Stratigraphie des terrains primaires de la Haute-Garonne. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, C.R., fasc. II, p. 107-129.
- DESTOMBES (J.P.), 1953 b. — (Observations à la note de M. Durand Delga). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 14.
- * DRESCH (J.), 1950. — Sur le rôle des mouvements post-pliocènes et des changements de climat dans la formation du réseau hydrographique de la région de Constantine. *C.R.Ac. Sc.*, t. 230, p. 853.
- DUBAR (G.), 1938. — Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. Brachiopodes. Rhynchonellines du Rif. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 41.
- DUBAR (G.), 1942. — Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. Brachiopodes. Térébratules et Zeilléries multiplissées. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 58.
- DUBAR (G.), 1948. — Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. La faune domérienne du Jebel Bou-Dahar près de Béné-Tadjite. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 68.
- DUBAR (G.), 1949. — Carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt. Notice explicative. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 59 bis.
- * DUBAR (G.) et DURAND DELGA (M.), 1951. — Découverte en Algérie, dans la chaîne numidique, du Lias à Rhynchonellines. *C.R.Ac.Sc.*, t. 233, p. 1639.
- DUBAR (G.) et LE MAÎTRE (D.), 1935. — Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. Spongiomorphides et Algues. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 34.
- DUBOURDIEU (G.), 1952. — Monts du Mellègue. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 3.
- * DUPLAN (L.), 1952 a. — La région de Bougie. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 17.
- DUPLAN (L.), 1952 b. — Notions générales sur la stratigraphie, la tectonique et les gisements de fer de la Kabylie des Babors. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Symp. fer, t. 1, p. 63-68.
- DUPLAN (L.), 1952 c. — Volcanisme tertiaire. Bordure nord des chaînes telliennes. Lambeaux de la couverture calcaire des chaînes littorales kabyles. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Livret-guide exc. croisière, p. 83-91.
- * DUPLAN (L.), 1953. — Sur l'existence d'un flysch grés-quartziteux du Sénonien dans les régions littorales de l'Algérie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 236, p. 1371.
- * DUPLAN (L.), 1955. — Tectonique et minéralisation de la région de Bougie. *Bull. scient. écon. B.R.M.A.* (Alger), n° 1, p. 45-59.
- DUPLAN (L.) : voir FLANDRIN.
- * DURAND DELGA (M.), 1948 a. — Sur la structure du Moul ed Demamene (chaîne numidique, Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 226, p. 1826.
- * DURAND DELGA (M.), 1948 b. — Sur la structure du Djebel Sidi Marouf et de ses abords (chaîne numidique, Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 226, p. 1913.
- * DURAND DELGA (M.), 1949 a. — Notes sur la structure géologique des environs de Texenna (Petite Kabylie, Algérie). *B.S.G.F.*, p. 271-278.
- * DURAND DELGA (M.), 1949 b. — Le Crétacé inférieur dans l'W de la chaîne numidique. *C.R.Ac.Sc.*, t. 228, p. 1507.
- * DURAND DELGA (M.), 1950 a. — Le Malm dans l'W de la chaîne numidique (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 230, p. 398.
- * DURAND DELGA (M.), 1950 b. — Le chevauchement bordier de Petite Kabylie (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 231, p. 1522.
- * DURAND DELGA (M.), 1951 a. — Les rapports de la chaîne numidique avec les Babors. *C.R.Ac.Sc.*, t. 232, p. 244.
- * DURAND DELGA (M.), 1951 b. — L'âge du Métamorphisme général du Massif de Petite Kabylie (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 232, p. 745.
- DURAND DELGA (M.), 1952 a. — Observations complémentaires sur le « beef ». *C.R.somm.S.G.F.*, p. 112-114.
- * DURAND DELGA (M.), 1952 b. — Présence du Burdigalien dans la région d'El Milia, au centre du Massif ancien de Petite Kabylie (Nord-Constantinois, Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 234, p. 2092.

- * DURAND DELGA (M.), 1952 c. — Feuille au 50.000^e « Sidi-Merouane » (n° 50), avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie.*
- * DURAND DELGA (M.), 1952 d. — Le SW de la Petite Kabylie. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég., n° 10.
- * DURAND DELGA (M.), 1952 e. — Observations sur le Flysch « crétacé » situé au front méridional des Massifs anciens littoraux d'Algérie. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Rés. Comm., p. 106. — 1954, *Id.*, C.R., fasc. XIII (1), p. 137 (avec discussion : R. Trümpy, M. Durand Delga).
- * DURAND DELGA (M.), 1953. — Découverte de Trias à faciès tellien, en position probablement diapire, au NE d'Aïn Kechera, au centre du massif ancien de Petite Kabylie (Nord-Constantinois, Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 11-14 (obs. de P. Fallot et J.-P. Destombes).
- DURAND DELGA (M.), 1954 a. — A propos de « *Bochianites* » *superstes* PERV. : remarques sur les Ammonites droites du Crétacé inférieur. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 134-137 (obs. de M. Fradin).
- * DURAND DELGA (M.), 1954 b. — Les rapports des venues doléritiques du Moul-ed-Demamene (chaîne numidique, Algérie) et de la mise en place de la nappe bordière de Petite Kabylie. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, C.R., fasc. XVII, p. 37-41.
- DURAND DELGA (M.), 1954 c. — (Observations à la note de M.P. DELEAU). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 171.
- * DURAND DELGA (M.), 1954 d. — (Observations à la note de MM. J. MAGNÉ et G. DUROZOY). *B.S.G.F.*, séance du 6 déc. 1954 (*à l'impr.*).
- * DURAND DELGA (M.), 1955. — Aperçu géographique et morphologique sur la Petite Kabylie. *Ann. Inst. nat. agron.*, Paris (*à l'impr.*).
- * DURAND DELGA (M.) et FLANDRIN (J.), 1955. — Présence de Miogypsines à la base de l'Oligocène de Petite Kabylie (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 240, p. 1561.
- * DURAND DELGA (M.), GLANGEAUD (L.), MAGNÉ (J.) et TAYEB (G.), 1953. — Les formations sédimentaires entourant le massif éruptif de Cavallo (Nord-Constantinois, Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 236, p. 302.
- * DURAND DELGA (M.) et LAMBERT (A.), 1955. — Existence d'un Flysch schisto-gréseux tithonique et néocomien aux abords des massifs anciens kabyles. *C.R.somm.S.G.F.*, séance du 16 mai 1955 (*à l'impr.*).
- * DURAND DELGA (M.), LAMBERT (A.) et MAGNÉ (J.), 1955. — Le repère vracien, dans le Flysch schisto-gréseux crétacé des Kabylies. *C.R.somm.S.G.F.*, séance du 6 juin 1955 (*à l'impr.*).
- * DURAND DELGA (M.) et MAGNÉ (J.), 1952. — Note préliminaire sur le Néogène du bassin de Djidjelli (Nord-Constantinois, Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 224.
- * DURAND DELGA (M.) et SIGAL (J.), 1952. — Stratigraphie du complexe marneux « crétacé supérieur » dans le Nord-Constantinois (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 234, p. 115.
- DURAND DELGA (M.) : voir BASSE; COLOM; DEFRETIN; DUBAR.
- DUROZOY (G.), 1952. — Le Barrage des Zardézas. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Probl. eau, t. 1, 17 p.
- DUROZOY (G.) : voir MAGNÉ.
- * EHRLMANN (Fr.), 1920. — Le Jurassique moyen et supérieur de la chaîne des Babors (Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 117.
- * EHRLMANN (Fr.), 1921 a. — Sur un important mouvement orogénique, au début du Crétacique, dans la Kabylie des Babors. *C.R.Ac.Sc.*, t. 172, p. 860.
- * EHRLMANN (Fr.), 1921 b. — Le Trias de la Kabylie des Babors (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 172, p. 1194.
- * EHRLMANN (Fr.), 1921 c. — Des relations du Trias « autochtone » avec les accidents tectoniques dans la Kabylie des Babors. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 115.
- * EHRLMANN (Fr.), 1921 d. — Le Crétacé bathyal à faciès détritique dans la région de Bougie (Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 154.
- * EHRLMANN (Fr.), 1922 a. — Sur la découverte du Silurien à Graptolithes et du Dévonien à Tentaculites aux Beni-Afeur (S de Djidjelli, Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 174, p. 1716.
- * EHRLMANN (Fr.), 1922 b. — De la situation du Trias et de son rôle tectonique dans la Kabylie des Babors. *B.S.G.F.*, p. 36-47.
- * EHRLMANN (Fr.), 1924. — Résumé stratigraphique et tectonique sur la Kabylie des Babors et les régions voisines. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, Tr. coll., fasc. 1, p. 121-191.
- * EHRLMANN (Fr.), 1925 a. — Esquisse comparative du Paléozoïque belge et algérien. *Publ. XIII^e Congr. géol. int.*, Bruxelles 1922, C.R. (fasc. 2), p. 849-856.
- EHRLMANN (Fr.), 1925 b. — Feuille au 50.000^e « Ziama » (n° 48), avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie.*
- * EHRLMANN (Fr.), 1928 a. — Sur l'extension du Primaire fossilifère en bordure ouest du massif de Collo-Philippeville. *A.F.A.S.*, Congrès de Constantine, 1927, p. 187-188.
- * EHRLMANN (Fr.), 1928 b. — Feuille au 50.000^e « El Milia » (n° 29), avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie.*
- * EHRLMANN (Fr.), 1929. — Au sujet de quelques particularités de la tectonique du Trias dans la Kabylie des Babors. *A.F.A.S.*, Congrès de la Rochelle, 1928, p. 330-339.
- * EHRLMANN (Fr.), 1942 a. — La Kabylie des Babors, archipel cartennien. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. du Nord*, p. 66-70.
- * EHRLMANN (Fr.), 1942 b. — Les Radiolarites du Jurassique de la Kabylie des Babors. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. du Nord*, p. 74-76.
- * EHRLMANN (Fr.), 1946 : Feuille au 50.000^e « Tamesguida », avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie.*
- * EHRLMANN (Fr.), 1953. — Du rôle actif et passif du Trias gypso-salin et minéralisé dans la genèse des gîtes métallifères des terrains secondaires et tertiaires de la Kabylie des Babors (Algérie). *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, C.R., fasc. X, p. 97-99.

- * EHRMANN (Fr.), 1954. — Le Jurassique de la Kabylie des Babors. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, C.R., fasc. XIII, p. 139-154.
- * EHRMANN (Fr.) et FLANDRIN (J.), 1935. — Au sujet des grandes Lépidocyclines de l'Eocène des Beni-Afeur de Taher (département de Constantine). *C.R.Ac.Sc.*, t. 200, p. 152.
- * EHRMANN (Fr.) et SAVORNIN (J.), 1921. — Echelle stratigraphique de la Kabylie des Babors. *C.R.Ac.Sc.*, t. 172, p. 1301.
- * EHRMANN (Fr.) et SAVORNIN (J.), 1923. — Complément à l'échelle stratigraphique de la Kabylie des Babors (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 177, p. 338.
- * EHRMANN (Fr.) et STRALLEN (H.), 1937. — Sur la présence du flysch crétacé inférieur dans la zone axiale de la chaîne calcaire du Djurdjura. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 38.
- ELLENBERGER (Fr.), 1950. — Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise. *Bull. Serv. Carte géol. France*, C.R. Coll., t. XLVII, n° 226, p. 83-118.
- ELLENBERGER (Fr.), 1954. — Migmatites d'âge permien dans la zone houillère briançonnaise (Alpes occidentales). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 64 (obs. de J. Jung).
- FALLOT (P.), 1922. — Etude géologique de la Sierra de Majorque. Paris et Liège, éd. (Thèse, Paris).
- FALLOT (P.), 1931-34. — Essai sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles : 1, Trias; 2, Lias; 3, Dogger; 4, Jurassique supérieur. *Géol. Médit. occid.*, vol. IV.
- FALLOT (P.), 1932. — Essai de définition des traits permanents de la Paléogéographie du Secondaire dans la Méditerranée occidentale. *B.S.G.F.*, p. 533-552.
- FALLOT (P.), 1937. — Essai sur la géologie du Rif septentrional. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 40.
- FALLOT (P.), 1942 a. — Remarques au sujet du Trias des Kabylies. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 185.
- FALLOT (P.), 1942 b. — Observations sur le Trias d'Algérie. *B.S.G.F.*, p. 57-71.
- FALLOT (P.), 1944. — El sistema cretácico en las cordilleras béticas. *Cons. sup. Invest. cient.* (Centro Lucas Mallada). Madrid.
- FALLOT (P.), 1945. — Notice sur titres et travaux. Laval, Barnéoud, éd.
- FALLOT (P.), 1946. — (A propos de la communication de M. Gignoux). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 71.
- FALLOT (P.), 1948. — Les cordillères bétiques. *Est.géol.*, n° 8, p. 83-172.
- FALLOT (P.), 1952 a. — Sur la partie occidentale de la zone marno-schisteuse du Rif espagnol. *Atti VII^e Conv. naz. Metano Petrolio*, Taormina, Sez. 1, 11 p.
- * FALLOT (P.), 1953. — (Observations à la note de M. Durand Delga). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 14.
- FALLOT (P.) et FLANDRIN (J.), 1940 a. — Sur le Trias de la zone des Kabylies. *C.R.Ac.Sc.*, t. 210, p. 146.
- FALLOT (P.) et FLANDRIN (J.), 1940 b. — Sur la répartition des faciès du Trias en Algérie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 210, p. 255.
- FALLOT (P.) et MARIN (A.), 1939. — La Cordillera del Rif. *Mem. Inst. geol. España*, 2 vol. 817 p. et 1 atlas de planches.
- FALLOT (P.) et REY (M.), 1953. — Les formations gréseuses du Cap Spartel. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 117, p. 73-87.
- FICHEUR (E.), 1891. — La Kabylie du Djurdjura. *Mat. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 1 (Thèse, Paris).
- * FICHEUR (E.), 1894 a. — Note sur la géologie de la région de Djidjelli (Constantine). *A.F.A.S.*, Congrès de Besançon, 1893, p. 224.
- * FICHEUR (E.), 1894 b. — Le bassin lacustre de Constantine et les formations oligocènes en Algérie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 118, p. 1066.
- * FICHEUR (E.), 1894 c. — Les terrains d'eau douce du bassin de Constantine. *B.S.G.F.*, p. 544-575.
- * FICHEUR (E.), 1896. — Les terrains éocènes de la chaîne des Mouïas (Constantine). *A.F.A.S.*, Congrès de Bordeaux, 1895, p. 565-575.
- * FICHEUR (E.), 1902. — Le massif ancien du littoral de la Berbérie. Son influence sur la tectonique des chaînes littorales de l'Algérie. *A.F.A.S.*, Congrès d'Ajaccio, 1901, p. 115-116.
- * FICHEUR (E.), 1903. — Les terrains anciens et l'Eocène métamorphique dans les massifs numidiens. *B.S.G.F.*, p. 407-431.
- FICHEUR (E.) : voir BERNARD; JACOB; POUYANNE.
- FITCH (A.A.), 1932. — Contact metamorphism in south eastern Dartmoor. *Quart. Journal*, p. 576-609.
- FLAMAND (G.B.M.), 1911. — Recherches géologiques et géographiques sur le Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara. Lyon, Rey éd. (Thèse, Lyon).
- FLANDRIN (J.), 1937. — Sur la présence de Sénonien dans la chaîne kabyle, au NE de Palestro (Département d'Alger). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 16.
- * FLANDRIN (J.), 1938. — Contribution à l'étude paléontologique du Nummulitique algérien. *Mat. Serv. Carte géol. Algérie*, 1^e s., n° 8. Texte et atlas.
- * FLANDRIN (J.), 1948. — Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 19 (Thèse, Paris).
- FLANDRIN (J.), 1952. — La chaîne du Djurdjura. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 19.
- FLANDRIN (J.) et DUPLAN (L.), 1951. — Sur l'âge crétacé du flysch de la bordure méridionale de la chaîne du Djurdjura et de son prolongement occidental. *C.R.Ac.Sc.*, t. 233, p. 425.
- FLANDRIN (J.) et LAMBERT (A.), 1942. — Sur le Trias du massif du Chenoua (Dép. d'Alger). *C.R.Ac.Sc.*, t. 214, p. 626.
- FLANDRIN (J.), LAPPARENT (A. F. de) et TRÜMPY (R.), 1954. — Modifications et précisions apportées à l'échelle stratigraphique du Djurdjura (Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 259.
- FLANDRIN (J.) : voir BÉTIER; DURAND DELGA; EHRMANN; FALLOT; LAMBERT.
- FLETT (J. S.) et HILL (J. B.), 1912. — The geology of the Lizard and Meneage. *Mem. geol. Survey England*. Explic. de la carte n° 359.

- FOLLOT (J.), 1952. — Ahnet et Mouydir. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 1.
- FONTBOTÉ (J. M.), 1948. — Sobre la presencia de terrenos cámbricos en el Valle de Ribes (Pirineos Catalanes). *Est.geol.*, n° 8, p. 209-220.
- FONTBOTÉ (J. M.), 1949. — Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter. *An. Inst. Est. Gerundenses*, 57 p.
- FOURNEL (H.), 1849-54. — Richesse minérale de l'Algérie. Paris. Impr. nat. 2 vol. et atlas.
- GAUTIER (M.), 1936. — Sur la stratigraphie de la région de Nemours (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 202, p. 1800.
- GENTIL (L.), 1902. — Esquisse stratigraphique et pétrographique du bassin de la Tafna (Algérie). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 4 (Thèse, Paris).
- GÈZE (B.), 1949. — Etude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *M.S.G.F.*, nouv. s., n° 62 (Thèse, Paris).
- GIGNOUX (M.), 1946. — Remarques sur la répartition des faciès du Trias en Algérie. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 20.
- GLAÇON (J.), 1952. — Les monts du Hodna (partie orientale). *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 7.
- GLAÇON (G. et J.), 1954. — Sur la présence d'Eocène moyen et supérieur dans la région de Lafayette et d'Aïn-Roua, au N de Sétif (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 238, p. 1053.
- * GLANGEAUD (L.), 1930. — La structure des régions littorales de l'Algérie entre Ténès et Philippeville. *C.R.Ac.Sc.*, t. 201, p. 968.
- GLANGEAUD (L.), 1932. — Etude géologique de la région littorale de la Province d'Alger. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 8 (Thèse, Paris).
- GLANGEAUD (L.), 1933 a. — Sur la composition du massif éruptif de Cavallo (province de Constantine). *C.R.Ac.Sc.*, t. 196, p. 1515.
- * GLANGEAUD (L.), 1933 b. — Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie). *Actes Soc. linn. Bordeaux*, t. 85, p. 173-220.
- GLANGEAUD (L.), 1934 a. — Le problème des Massifs dits primaires du N de la province d'Alger. *B.S.G.F.*, p. 457-460.
- GLANGEAUD (L.), 1934 b. — Une intrusion de faible profondeur : le bysmalite de Cavallo. Mécanisme de sa mise en place. *B.S.G.F.*, p. 515-522.
- GLANGEAUD (L.), 1951. — Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *B.S.G.F.*, p. 735-762.
- GLANGEAUD (L.), 1952. — Tectonophysique comparée des chaînes telliennes et rifaines. *B.S.G.F.*, p. 619-639.
- GLANGEAUD (L.), 1953. — Sur la structure des régions de Tablat et Laperrine (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 237, p. 1732.
- GLANGEAUD (L.), 1954. — Les éruptions tertiaires nord-africaines. Leurs relations avec la tectonique méditerranéenne. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, C.R., fasc. XVII, p. 71-101.
- GLANGEAUD (L.) et AYMÉ (A.), 1935. — Notice détaillée de la carte géologique au 50.000^e de l'Arba... *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 11.
- GLANGEAUD (L.) et BRIVES (A.), 1928. — Feuille au 50.000^e « Chercell-Gouraya », avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- GLANGEAUD (L.), avec la coll. de AYMÉ (A.), CAIRE (A.), MATTAUER (M.) et MURAOUR (P.), 1952. — Histoire géologique de la Province d'Alger. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 25.
- GLANGEAUD (L.), MATTAUER (M.) et CHAUVÉ (P.), 1955. — Sur la structure d'une partie de l'Atlas tellien septentrional. *B.S.G.F.*, séance du 24 janvier 1955 (*sous presse*).
- GLANGEAUD (L.) : voir ANONYME, 1939; AYMÉ; BÉTIER; BOURCART; CAIRE; DURAND DELGA.
- GOMEZ DE LLARENA (J.), 1954. — Observaciones geológicas en el Flysch cretácico-numulítico de Guipuzcoa. T. 1. *Mon. Inst. Lucas Mallada Inv. geol.*, n° 13, 98 p., 60 pl.
- GOTTIS (Ch.), 1953 a. — Stratigraphie et tectonique du « flysch » numidien en Tunisie septentrionale. *C.R.Ac.Sc.*, t. 236, p. 1059.
- GOTTIS (Ch.), 1953 b. — Sur la discordance du « flysch » numidien, en Tunisie septentrionale. *C.R.Ac.Sc.*, t. 236, p. 2521.
- GOTTIS (Ch.), 1954. — Paléogéographie et position tectonique de la zone du « flysch » et de sa bordure. *C.R.Ac.Sc.*, t. 239, p. 294.
- GOTTIS (Ch.) et SAINFELD (P.), 1954. — Observations générales sur le Trias de Tunisie. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 262-266.
- GOURLINARD (Y.), 1952. — Le Littoral oranais (Mouvements verticaux et anomalies gravimétriques). *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 22.
- GRAULICH (J. M.), 1952. — Les grands traits des zones d'isométagmisme du socle de la Nurra (Sardaigne). *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 75, p. B 145-152.
- GUBLER (J. et Y.), 1941. — Sur la découverte de restes fossiles dans le Précambrien de Mellab (Djebel Ougnat, Sud marocain). *C.R.Ac.Sc.*, t. 213, p. 274.
- GUITARD (G.), 1953. — La structure du massif du Canigou. Aperçu sur le métamorphisme régional dans la zone axiale des Pyrénées orientales (note préliminaire). *B.S.G.F.*, p. 907-924.
- * HARDOUIN (L.), 1868. — Sur la géologie de la subdivision de Constantine. *B.S.G.F.*, p. 328-346.
- HEIM (Arn.), 1946. — Problemas de erosión submarina y sedimentación pelágica del presente y del pasado. *Rev. Museo de la Plata*, Secc. geol., t. IV, p. 125-172.
- * HILLY (J.), 1952 a. — Présence du Burdigalien dans les Massifs du Cap de Fer et de la Kabylie de Collo (Nord-Constantinois, Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 234, p. 1073.
- HILLY (J.), 1952 b. — Observations sur l'âge et la genèse des gisements de fer entre Bône et Philippeville. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Symp. fer, t. I, p. 68-69.

- * HILLY (J.) et MAGNÉ (J.), 1953. — Le Burdigalien de la Kabylie de Collo et du Massif du Cap de Fer (Nord-Constantinois, Algérie) : microfaunes et faciès lithologiques. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. du Nord*, p. 149-163.
- HILLY (J.) et RAST (A.), 1954. — Découverte d'un pointement rhyolitique dans l'extrême Est Constantinois (Algérie). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. du Nord*, p. 35-38.
- HILLY (J.) : voir BOLFA.
- HOLTEDAHL (H.), 1950. — Geological and petrographical investigations in the nord-western part of the Opdal Quadrangle, south-western Norway. *Univ. Bergen Arbök*, 1949, Nat. rekke, n° 7.
- HOLTEDAHL (O.), 1952. — The structural history of Norway and its relation to Great Britain. *Quart. Journal*, p. 65-98.
- JACOB (H.) et FICHEUR (E.), 1904. — Notice sur les travaux récents du Service de la Carte géologique de l'Algérie. *Ann. Mines*, t. 6, p. 395-440.
- JOLEAUD (L.), 1907. — Feuille au 50.000^e « Smendou » (n° 52), avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- JOLEAUD (L.), 1908 a. — Sur les terrains crétacés et tertiaires de la région de Constantine (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 146, p. 1181.
- JOLEAUD (L.), 1908 b. — Esquisse comparative des séries miocènes de l'Algérie et du SE de la France. *B.S.G.F.*, p. 284-294.
- JOLEAUD (L.), 1909. — Sur l'âge et la nature des plissements les plus récents des reliefs intérieurs de l'Atlas Tellien oriental (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 148, p. 803.
- JOLEAUD (L.), 1910 a. — Sur l'évolution de l'hydrographie quaternaire dans la région de Constantine (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 150, p. 1081.
- * JOLEAUD (L.), 1910 b. — Feuille au 50.000^e « Sidi-Dris » (n° 51), avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- * JOLEAUD (L.), 1912. — Etude géologique de la chaîne numidique et des Monts de Constantine. Montpellier, Montane-Sicardiet-Valentin éd., 438 p., 9 pl., 1 carte en couleurs (Thèse, Paris).
- JOLEAUD (L.), 1913. — Sur le Nummulitique de la région de Jemmapes. *A.F.A.S.*, Congrès de Tunis, 1912, p. 94-95.
- JOLEAUD (L.), 1914 a. — Sur la géologie du Djebel Filfila (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 158, p. 283.
- JOLEAUD (L.), 1914 b. — Sur la terminaison orientale de la chaîne numidique (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 158, p. 1130.
- JOLEAUD (L.), 1914 c. — Découverte du Valanginien à Ammonites pyriteuses et de l'Albien à Echinides et Ostracés dans le massif du Chettaba, près de Constantine (Algérie). *B.S.G.F.*, p. 435-440.
- JOLEAUD (L.), 1914 d. — Feuille au 50.000^e « Philippeville » (n° 14), avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- * JOLEAUD (L.), 1918. — Sur le Miocène continental de l'Algérie orientale. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 54.
- JOLEAUD (L.), 1921 a. — Observations sur l'Oligocène de l'Algérie orientale. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 27.
- JOLEAUD (L.), 1921 b. — Feuille au 50.000^e « Saint-Charles » (n° 31), avec notice explicative. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- JOLEAUD (L.), 1933. — (Présentation des « Travaux récents des Collaborateurs » du Service de la Carte géologique de l'Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 143.
- JOLEAUD (L.), 1936. — Etude géologique de la région de Bône et de la Calle. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 12.
- JUNG (J.), 1949. — Les Gneiss oillés de Bort-les-Orgues (Corrèze). Contribution à l'étude de la métasomatose alcaline. *Ann. Hébert Haug*, t. VII, p. 223-238.
- JUNG (J.), 1953. — Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens français. *B.S.G.F.*, p. 329-344.
- JUNG (J.) et ROQUES (M.), 1952. — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. I, n° 235.
- * KIESLINGER (A.), 1954. — Studien über Verkieselung. I : Verkieselte Oolithe aus Algerien. *Tschermaks min. petr. Mitteil.*, p. 70-84.
- LACROIX (A.), 1893-95. — Minéralogie de la France et de ses colonies. T. 1. Paris. Libr. Polyt.
- LACROIX (A.), 1917. — Sur les transformations de quelques roches éruptives basiques en amphibolites. *C.R.Ac.Sc.*, t. 164, p. 968.
- LAFFITTE (R.), 1939. — Esquisse géologique de l'Aurès. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 15.
- LAMBERT (A.), 1936. — Sur la présence du Sénonien dans la chaîne du Djurdjura. *C.R.Ac.Sc.*, t. 944.
- LAMBERT (A.), 1937. — Découverte du Rhétien à *Avicula contorta* PORTL. dans la chaîne du Djurdjura. *C.R.Ac.Sc.*, t. 205, p. 924.
- LAMBERT (A.), 1939. — Sur les terrains primaires et infraliasiques du Djurdjura (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 209, p. 414.
- LAMBERT (A.), 1942. — Le Trias du Djurdjura. *C.R.Ac.Sc.*, t. 214, p. 377.
- LAMBERT (A.), 1945 a. — Nouvelles observations sur le Paléozoïque kabyle. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 75.
- LAMBERT (A.), 1945 b. — Sur le Tithonique de la chaîne calcaire (sous-zone 1 c de L. Glangeaud). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 86.
- LAMBERT (A.), 1946. — La transgression sénonienne dans la région de Bône (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 223, p. 1161.
- * LAMBERT (A.), 1948 a. — Glissements sous-marins, sédimentation et orogénèse dans la Kabylie des Babors au Crétacé. *B.S.G.F.*, p. 51-53.
- LAMBERT (A.), 1948 b. — Le Muschelkalk à faciès de calcaires vermiculés du secteur sud-oriental de la Kabylie des Babors (Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 221.
- LAMBERT (A.), 1949. — Rapport géologique relatif au projet de barrage du Djendjene supérieur, avec carte au 20.000^e de la région entre Mansouria et Djendjina. *Rapp. E.G.A.* (Inédit).
- LAMBERT (A.), 1955. — Quelques précisions sur la géologie de la terminaison occidentale du chaînon de Lalla Khedidja (Djurdjura, Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 7.
- LAMBERT (A.) et FLANDRIN (J.), 1942. — Les terrains primaires du Massif du Chenoua (département d'Alger). *C.R.Ac.Sc.*, t. 215, p. 369.

- LAMBERT (A.) et MARIE (P.), 1948. — Nouvelles observations sur le Sénonien de la zone des Kabylies. *C.R.somm. S.G.F.*, p. 124.
- LAMBERT (A.) et TERMIER (H. et G.), 1948. — Découverte de l'Ordovicien en Algérie atlasienne. *C.R.Ac.Sc.*, t. 226, p. 824.
- LAMBERT (A.) et TERMIER (H. et G.), 1951. — Sur la partie inférieure du flysch crétacé du Djurdjura. *C.R.somm. S.G.F.*, p. 113.
- LAMBERT (A.) : voir DEFRETIN; DURAND DELGA; FLANDRIN; MARIE.
- LAPADU-HARGUES (P.), 1953. — Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. *B.S.G.F.*, p. 153-173.
- LAPPARENT (J. de), 1909. — Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. 32, p. 174-304.
- LEES (G. M.), 1952. — Foreland folding. *Quart. Journal*, p. 1-34.
- LELUBRE (M.), 1952. — Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 22, 2 t. (Thèse, Paris).
- LEMOINE (M.), 1950. — Observations sur la transgression du Jurassique supérieur à Notre-Dame-des-Neiges, près Briançon (Hautes-Alpes). *C.R.Ac.Sc.*, t. 230, p. 2033.
- LEMOINE (Mime P.), 1939. — Les Algues calcaires fossiles de l'Algérie. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 1^e s., n° 9.
- LÉVY (R.-G.) et TILLOY (R.), 1952. — Livret-guide des excursions A 31 et C 31. Maroc septentrional (chaîne du Rif); partie B, partie occidentale de la zone de protectorat français. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Série Maroc, n° 8.
- LOMBARD (Aug.), 1937. — Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 30, p. 320-331.
- LOMBARD (Aug.), 1945. — Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur alpin à des Chlorophycées (Proto- et Pleurococcacées). *Ecl. geol. Helv.*, vol. 38, p. 163-173.
- * LOTZE (Fr.), 1953. — Ueber variszische Gebirgszusammenhaenge im westlichen Mediterrangebiet. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, C.R., fasc. 2, p. 141-147.
- LOWELL (W.-R.) et KLEPPER (M.-R.), 1953. — Beaverhead formation, a Laramide deposit in Beaverhead County, Montana. *Bull. geol. Soc. America*, vol. 64, p. 235-244.
- LUCAS (G.), 1942. — Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi-el-Abed (Frontière algéro-marocaine). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 16 (Thèse, Paris).
- LUCAS (G.), 1952. — Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire. Jurassique. Analyse structurale. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 21.
- * MAGNÉ (J.), 1955. — Microfaunes oligocènes dans la série « numidienne » de Petite Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. Hist. nat. Afrique du Nord (à l'impr.)*
- * MAGNÉ (J.) et DUROZOT (G.), 1954. — Existence de l'Eocène moyen et supérieur dans la région de Redjas el Ferada au NW de Constantine (Algérie). *B.S.G.F.*, séance du 6 déc. 1954 (à l'impr.).
- MAGNÉ (J.) et SIGAL (J.), 1953. — Sur la position stratigraphique d'un niveau-repère à Radiolaires (Albien élevé et Vraconien) en Algérie. *B.S.G.F.*, p. 345-353.
- MAGNÉ (J.) : voir AYMÉ; DURAND DELGA; HILLY.
- MARÇAIS (J.), 1935. — A propos d'un gisement de Trias fossilifère dans le Rif oriental. *C.R.Ac.Sc.*, t. 200, p. 687.
- MARÇAIS (J.) : voir CHOUBERT.
- MARIE (P.) et LAMBERT (A.), 1946 a. — Découverte d'un flysch sénonien dans les monts de la Cheffia (Bône). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 176.
- MARIE (P.) et LAMBERT (A.), 1946 b. — La transgression sénonienne dans la région de Bône (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 223, p. 1161.
- MARIE (P.) : voir LAMBERT.
- MATHIEU (G.), 1942. — Sur l'origine des rhyolites de Vendée et les structures secondaires de dévitrification de la pâte. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 86.
- MATTAUER (M.), 1953. — Découverte du Moustérien aux environs de Constantine; ses répercussions morphotectoniques. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 66.
- MATTAUER (M.) : voir CAIRE; GLANGEAUD.
- MORELLET (J.), 1950. — Contribution à l'étude de *Clypeina jurassica* J. FAVRE (Algue siphonnée calcaire), d'après des remarquables échantillons du Jurassique d'Algérie. *B.S.G.F.*, p. 399-401.
- MORTELMANS (G.), 1952. — Observations nouvelles sur les « porphyroïdes » caradociens de la gare d'Hennuyères. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. LXI, fasc. 2, p. 176-197.
- MOUTERDE (R.), 1953. — Faune à affinités italiennes et marocaines dans le Lias moyen Portugais. *C.R.Ac.Sc.*, t. 236, p. 1980.
- MURAOUR (P.), 1951 a. — Remarques sur le Numidien de la région de Tizirt (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 232, p. 246.
- MURAOUR (P.), 1951 b. — Sur la présence de Sénonien au NE du Bordj Ménaïel (Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 155.
- MURAOUR (P.) : voir GLANGEAUD.
- ORCEL (J.), 1931. — Etude métallographique de quelques minerais algériens. *C.R. Congr. Soc. Sav.*, Alger, 1930, p. 61-67.
- PELTZMANN (I.), 1932. — Silurnachweis durch einen Graptolithenfund in der Grauwacke Vorarlbergs. *Verh. geol. Bundesanst.*, p. 160-161.
- PERON (A.), 1883. — Essai d'une description géologique de l'Algérie pour servir de guide aux géologues de l'Afrique française. Paris, 202 p.
- PHILLIPS (Ph. Coles), 1930. — Some mineralogical and chemical changes induced by progressive metamorphism in the Green Bed group of the Scottish Daldadian. *Miner. Mag.*, vol. 22, n° 129, p. 239-256.

- POMEL (A.), 1890. — Explication de la deuxième édition de la carte géologique provisoire de l'Algérie au 1/800.000^e. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- POMEL (A.) et POUYANNE (J.), 1889. — Carte géologique provisoire de l'Algérie, 2^e éd., unifiée, revue et complétée par le Service de la Carte géologique, Alger. Echelle : 800.000^e. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- POUEYTO (A.), 1950. — Faunes à Graptolites du Gothlandien au N d'Ougarta (Sahara occidental). *C.R.somm. S.G.F.*, p. 44.
- POUYANNE (J.), FICHEUR (E.) et JACOB (H.), 1900. — Carte géologique de l'Algérie, 3^e éd., rectifiée et complétée par le Service de la Carte géologique de l'Algérie. Echelle : 800.000^e. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- PRUVOST (P.), 1949. — Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert Haug*, t. VII, p. 345-362.
- PUILLON-BOBLAYE (le cap.), 1838. — Sur la géologie des provinces de Bône et de Constantine. *C.R.Ac.Sc.*, t. 7, p. 239-245.
- PUILLON-BOBLAYE (le cap.), 1840. — (Lettre à Elie de Beaumont). *C.R.Ac.Sc.*, t. 11, p. 348.
- RAGUIN (E.), 1938. — Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. *B.S.G.F.*, p. 11-35.
- RAGUIN (E.), 1946. — Découverte de roches éruptives ordoviciennes dans les Pyrénées Centrales. *C.R.Ac.Sc.*, t. 223, p. 816.
- RENOU (E.), 1843. — Aperçu sur la constitution géologique de l'Algérie. *Ann.Mines*, 4^e s., t. 4, p. 521-540.
- RENOU (E.), 1848. — « Description géologique de l'Algérie » in Exploration scientifique de l'Algérie. Carte au 2.000.000^e. Paris. Impr. nat.
- REY (M.), 1954. — Comparaison des microfaunes du Nummulitique nord-marocain et du Nummulitique du Golfe du Mexique et de la Mer des Caraïbes. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, C.R., fasc. XIX, p. 39-60.
- REY (M.) : voir FALLOT.
- RICHARDSON (W. A.), 1919. — On the origin of septarian structure. *Miner. Mag.*, vol. 18, p. 327-338.
- RICOUR (J.), 1948. — Quelques remarques sur *Equisetum myrtharum* (HEER) et sur ses gisements dans l'E et le SE de la France. *B.S.G.F.*, p. 255-270.
- RICOUR (J.) : voir BOURCART.
- ROBAUX (A.), 1936. — Sur la présence de Crétacé supérieur sur le Paléozoïque du Bétique de Malaga (Andalousie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 202, p. 1291.
- ROCH (E.), 1950. — Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 80.
- ROQUES (M.), 1941. — Les Schistes cristallins de la partie SW du Massif central français. *Mém. Serv. Carte géol. France* (Thèse, Paris).
- ROQUES (M.) : voir JUNG.
- ROUBAULT (M.), 1932. — Sur la géologie du Massif des Ouled Attia (Petite Kabylie, Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 207.
- * ROUBAULT (M.), 1933 a. — Sur l'âge de certaines formations métamorphiques de la Petite Kabylie (Algérie). *C.R.somm.S.G.F.*, p. 42.
- ROUBAULT (M.), 1933 b. — Etude des roches éruptives accompagnant le Trias aux environs de Souk-el-Tenine (Kabylie des Babors) et d'Aumale. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, Tr. Coll., fasc. 2, p. 19-24, pl. II et III.
- * ROUBAULT (M.), 1934. — La Kabylie de Collo. Etude géologique. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 10 (Thèse, Paris).
- * ROUBAULT (M.), 1935 a. — L'origine des schistes cristallins de la Kabylie de Collo (Département de Constantine, Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 200, p. 145.
- * ROUBAULT (M.), 1935 b. — Sur la géologie profonde du N du département de Constantine. *A.F.A.S.*, Congrès de Rabat, 1934, p. 135-136.
- ROUBAULT (M.), 1951. — Sur la nature métamorphique des serpentines de la Kabylie de Collo (Algérie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 232, p. 2032.
- * ROUBAULT (M.), 1952 a. — Sur l'origine des granites tertiaires de la Kabylie de Collo (Département de Constantine). *C.R.Ac.Sc.*, t. 235, p. 307.
- ROUBAULT (M.), 1952 b. — Axe cristallin des chaînes littorales kabyles et Roches cristallines tertiaires : la Kabylie de Collo. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Livret-guide exc. croisière, p. 73-81.
- ROUBAULT (M.) : voir BÉTIER; BOLFA.
- ROYER (M.), 1932. — Contribution à l'étude des roches métamorphiques du Massif d'Alger. *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. 55, p. 7-22.
- ROYER (M.), 1933. — Etude pétrographique des roches métamorphiques du Massif d'Alger. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, Tr. Coll., fasc. 2, p. 33-55.
- ROYER (M.), 1937 a. — La thermoluminescence de certaines roches cristallophylliennes et éruptives de l'Algérie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 204, p. 602.
- * ROYER (M.), 1937 b. — Nouvelles observations sur la thermoluminescence de certaines roches cristallophylliennes. *C.R.Ac.Sc.*, t. 204, p. 991.
- ROYER (M.), 1937 c. — Les terrains cristallophylliens des Massifs d'Alger et de la grande Kabylie. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 5^e s., n° 2.
- ROYER (M.), 1939. — Sur l'existence de halos pléochroïques dans certains gneiss du massif d'Alger et les conséquences géologiques qui en découlent. *C.R.Ac.Sc.*, t. 208, p. 448.
- RUTTEN (M. G.), 1953. — Sur la genèse des dépôts à Ammonites pyrénées. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 305.
- SADRAN (G.), 1952 a. — Essais de synthèses en relation avec des roches volcaniques d'Algérie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 235, p. 512.
- SADRAN (G.), 1952 b. — Les roches cristallines du Littoral oranais. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 18.

- SAMPELAYO (Pr. H.), 1934. — El sistema cambriano. Expl. nuevo mapa geol. España. 240 p.
- SAVORNIN (J.), 1920. — Etude géologique de la région du Hodna et du Plateau sétifien. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e s., n° 7 (Thèse).
- SAVORNIN (J.), 1931. — La géologie algérienne et nord-africaine depuis 1830. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*. 398 p.
- SAVORNIN (J.), 1941. — La Géologie et les grands barrages en Algérie. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 3^e s., n° 8.
- SAVORNIN (J.) : voir BÉTIER; EHRMANN.
- SCHMIDT (H.), 1931. — Das Paläozoikum der Spanischen Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys.*, Kl. III, f. 5.
- SENN (A.), 1935. — Nachtrag zur : Die stratigraphische Verbreitung der Tertiären Orbitoiden. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 28, p. 369-373.
- SIGAL (J.), 1952. — Aperçu stratigraphique sur la Micropaléontologie du Crétacé. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 26.
- SIGAL (J.) : voir DURAND DELGA; MAGNÉ.
- S.N. REPAL, 1952. — Régions sud-telliennes et Atlas saharien. *Publ. XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, Mon. rég. Algérie, n° 20.
- STILLE (H.), 1951. — Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamt europäischen. *Beih. geol. Jahrb.*
- TERCIER (J.), 1947. — Le Flysch dans la sédimentation alpine. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 40, p. 163-198.
- TERMIER (P.), 1898. — Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques du Pelvoux. *B.S.G.F.*, p. 165-192.
- * TERMIER (P.), 1903 a. — Sur les roches granitiques et les terrains cristallophylliens du massif des Beni-Toufout, entre El Milia et Collo. *C.R.Ac.Sc.*, t. 136, p. 328.
- * TERMIER (P.), 1903 b. — (Présentation à la Société géologique de la note sur le massif des Beni-Toufout). *B.S.G.F.*, p. 130.
- * TERMIER (P.), 1903 c. — (Observations à la note de E. Ficheur). *B.S.G.F.*, p. 430-431.
- TERMIER (H. et G.), 1950. — Contribution à l'étude des faunes paléozoïques de l'Algérie. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 1^e s., n° 11.
- TERMIER (H. et G.) : voir BARBIER; LAMBERT.
- THIÉBAUT (J.), 1949. — Sur les contacts de calcaires métamorphiques et de pegmatites dans la région de Fort-National (Grande Kabylie). *C.R.Ac.Sc.*, t. 228, p. 69.
- THIÉBAUT (J.), 1951. — Etude géologique des terrains métamorphiques de la Grande Kabylie. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 5^e s., n° 6 (Thèse, Paris).
- * THIÉBAUT (L.), 1947. — Sur l'existence de gisements d'étain en Algérie. *C.R.Ac.Sc.*, t. 225, p. 315.
- * THIÉBAUT (L.), 1949. — Quatre années de prospection en Algérie (1942-1945). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 6^e s., n° 2.
- THORAL (M.), 1940. — Révision de la feuille de Carcassonne au 1/80.000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, C.R. Coll., t. XLII, n° 203, p. 131-136.
- THORAL (M.), 1942 a. — Sur l'âge du métamorphisme des Schistes cristallins du Massif Central. *C.R.somm.S.G.F.*, p. 64.
- THORAL (M.), 1942 b. — Ordovicien supérieur, Gothlandien et Orogenèse calédonienne en Languedoc. *Bull. Soc. Et. sc. Aude*, 16 p.
- TILLEY (C. E.), 1923. — The petrology of the Metamorphosed Rocks of the Start Area (South Devon). *Quart. Journal*, t. 79, p. 172-204.
- TILLEY (C. E.), 1938. — The status of Hornblende in Low Grade Metamorphic Zones of Green Schists. *Geol. Magaz.*, p. 497-511.
- * TISSOT (J.), 1881. — Carte géologique provisoire au 800.000^e de la province de Constantine et du cercle de Bou-Saâda, avec texte explicatif. Alger, 136 p.
- TOPKAYA (M.), 1950. — Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires. *Bull. Lab. Géol., Minér., Géoph. et Musée géol. Univ. Lausanne*, n° 97.
- TRAUTH (Fr.), 1935. — Die Punctapychi des Oberjura und der Unterkreide. *Jahr. geol. Bund.*, Bd 85, p. 309-332.
- TRAUTH (Fr.), 1938. — Die Lamellapychi des Oberjura und der Unterkreide. *Palaeontographica*, Bd 88, p. 115-229.
- VAN BEMMELN (R. W.), 1949. — The geology of Indonesia. 1a : General geology. La Haye.
- VARDABASSO (S.), 1949. — Carta geologica della Sardegna. 1/750.000^e.
- VARDABASSO (S.), 1953. — Analogie geologiche tra la Sardegna e l'Africa Minore (2 notes). *Atti Acc. naz. Lincei, Rendiconti*, p. 8-13 et 178-183.
- VERNIORY (R.), 1954. — *Eothrix alpina* Lombard, Algue ou Crinoïde? *Arch. Sc. Genève*, vol. 7, fasc. 4, p. 327-330.
- VUAGNAT (M.), 1946. — Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. *Bull. suisse Min. Pétr.*, t. 26, p. 116-228.
- VUAGNAT (M.), 1949. — Variolites et spilites. Comparaison entre quelques pillowlavas britanniques et alpines. *Arch. Sc. Genève*, vol. 2, fasc. 2, p. 223-236.
- WELSCH (J.), 1890. — Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frenda (Département d'Oran, Algérie). Lille, Impr. Le Bigot, 204 p. (Thèse, Paris).
- WISEMAN (J. D. H.), 1934. — The Central and South-West Highland epidiorites : a study in progressive metamorphism. *Quart. Journal*, t. 90, p. 354-417.



FIG. 4. — Schéma de la répartition des terrains métamorphiques.

Les traits forts interrompus, avec nos, indiquent les coupes décrites. Le trait faible interrompu marque la limite du socle ancien et du Secondaire plus méridional, quand elle est masquée par du Nummulitique transgressif.

CHAPITRE II

LE CRISTALLOPHYLLIEN

DONNÉES PRÉLIMINAIRES

Les terrains anciens métamorphiques constituent, au long du littoral de l'Afrique du Nord, un chapelet d'affleurements, qui sont de l'W à l'E : au Maroc, la zone interne du *Rif espagnol*; en Algérie, les témoins du cap Ténès et du cap Chénoua, puis le petit massif d'Alger, prolongement occidental du massif de *Grande Kabylie*, ensuite le massif de *Petite Kabylie* et son annexe de l'Edough, enfin, au-delà du minuscule témoin du cap Rosa, l'archipel de la Galite, situé au large du littoral tunisien.

Parmi tous ces vestiges d'une zone métamorphique à l'origine ininterrompue, la Petite Kabylie montre les plus grands affleurements de Cristallophyllien. Ils s'étalent de l'W à l'E sur plus de 120 km, entre la région de Djidjelli et celle de Philippeville (Filfila). Leur largeur moyenne est d'environ 30 km. Sur cette grande surface, la couverture nummulitique est fréquemment enlevée par l'érosion : le substratum ancien métamorphique apparaît de la sorte largement. Cependant, dans l'E (Kabylie des Radjeta) et le SE (chaîne sud-numidique : chaînon d'El Kantour et région des Zerdeza), le Cristallophyllien est isolé en multiples îlots, souvent de petites dimensions, environnés par les sédiments secondaires ou tertiaires.

A la différence du massif d'Alger ou du massif de l'Edough, parcourus et prospectés dès les débuts de la colonisation, ou de la Grande Kabylie, objet d'assez nombreux travaux (en particulier L. Royer et J. Thiébaud), le massif ancien de Petite Kabylie est resté longtemps mal connu. Il a fallu attendre la thèse de M. Roubault (1934) sur la Kabylie de Collo pour en connaître la partie septentrionale, où le Cristallophyllien ne montre d'ailleurs que des affleurements assez exigus. Pour le reste du massif, sauf la région orientale de la Kabylie d'El Milia, où G. Bétier a tracé les grandes lignes de la série ancienne, on n'a que des levers médiocres ou désuets de L. Joleaud, à l'E, de F. Ehrmann, à l'W.

Les limites de la région étudiée (fig. 4) sont purement arbitraires. A l'W de l'Oued-el-Kebir d'El Milia, elle embrasse tout le Cristallophyllien situé au S d'une ligne joignant Texenna à la crête du Dj. Ta-Fertas (au N du Sidi-Marouf). A l'E du fleuve, outre le massif du Moul-ed-Demamene (au S de la route Alger-Tunis), elle comprend, au-delà du synclinal tertiaire d'Arago, l'étroite bande de Cristallophyllien formant le revers sud du chaînon des Beni-Rasdoun, jusqu'au col de Fedj-el-Mekta. En résumé, la région étudiée forme la frange bordière SW du massif ancien de Petite Kabylie.

Au point de vue cartographique, cette zone comprend la totalité des terrains métamorphiques des feuilles de Tamesguida, de Sidi-Merouane, quelques lambeaux dans le SE de celle d'El Milia et le SW de celle d'Aïn-Kechera.

Notre exposé sur le Cristallophyllien débutera, dans ce chapitre, par un historique détaillé, se poursuivra par une description régionale basée sur six coupes méridiennes, et s'achèvera en donnant l'ordre de superposition des faciès métamorphiques.

Viendra ensuite la description pétrographique des ensembles cristallophylliens : complexe des gneiss d'abord, complexe des micaschistes ensuite (chap. III et IV).

En conclusion, la série métamorphique (chap. V) sera envisagée d'abord du point de vue pétrographique, ensuite du point de vue stratigraphique, enfin pour la question de l'âge du métamorphisme.

Deux tableaux des 26 analyses chimiques effectuées au laboratoire du Service des Mines (Alger), sous la direction de Mlle Guigue, seront placés à la fin de ce chapitre V.

1. — HISTORIQUE D'ENSEMBLE

Seules les parties occidentales (feuille de Tamesguida : F. EHRMANN, 1946) et orientales (feuille d'Aïn-Kechera : G. BÉTIER, 1933) ont fait l'objet de levés géologiques : quelques renseignements succincts se trouvent dans les notices explicatives de ces deux feuilles.

F. Ehrmann distinguait, sur la feuille de Tamesguida, par ordre de métamorphisme décroissant, cinq niveaux, qui sont :

1. « Complexe ophiolitique »¹ : quartzophyllades chloriteux et schistes sériciteux avec nombreuses intercalations de cornéennes, ophiolites et gneiss glanduleux, passant à des gneiss chloriteux et gneiss amphiboliques.

2. « Complexe métamorphique » : micaschistes granulitisés, avec intercalations de roches granitiques, de gneiss œillés ou glanduleux, de cipolins, de quartzites.

3. « Complexe plus métamorphique » (par rapport au niveau 4) : micaschistes à biotite, muscovite et séricite, avec fréquentes intercalations de gneiss et de cipolins.

4. « Complexe peu métamorphique » : série schisto-phylladique à niveaux détritiques, graphiteux, etc... (= schistes x).

5. Schistes gothlandiens légèrement métamorphiques, avec quartzites à leur base.

Des filons de « porphyrites », de gabbros, d'amphibolites, de pyroxénites, de péridotites et de serpentines sont cités ou cartographiés en divers points de la feuille de Tamesguida.

Trois coupes sont décrites (EHRMANN, 1924) : de la Zaouïa au Ras-bou-Ferrouk, du Dra-el-Fertasa au Dj.el-Kelaa, sur le méridien du marabout de Sidi-bou-Azza.

Les distinctions pétrographiques et les contours cartographiques de F. Ehrmann résultent d'un examen sommaire sur le terrain et n'ont en général aucune base sérieuse.

G. Bétier observait, sur la feuille d'Aïn-Kechera, deux séries dans le Cristalloyhyllien, mais la séparation cartographique de ces deux termes lui semblait malaisée :

— à la base, des gneiss œillés à microcline et biotite, passant à des gneiss granulitiques à feldspath potassique et muscovite ;

— au sommet, des micaschistes, schistes à séricite et phyllades satinés, avec des niveaux de calcschistes à séricite passant à des calcaires peu cristallins (Moul-ed-Demamene) et des lentilles de cipolins, d'amphibolites et de cornéennes.

L'ensemble de cette série serait traversé par des granulites passant à des pegmatites à muscovite et tourmaline. Ces roches granitiques métamorphiseraient les sédiments qu'elles traversent : elles seraient vraisemblablement responsables, aux yeux de G. Bétier, de la transformation de certains micaschistes en gneiss granulitiques. Cet auteur note encore trois affleurements d'« aplite » dans les micaschistes, vers Aïn-Kechera. Toutes les roches, cristalloyhylliennes ou granulitiques, comporteraient comme minéraux accessoires : tourmaline, sillimanite, zircon, etc...

L'étude de G. Bétier, menée en étroite relation avec celle de M. Roubault en Kabylie de Collo, apporte ainsi d'intéressants documents pétrographiques.

2. — DESCRIPTION RÉGIONALE DU CRISTALLOPHYLLIEN

La répartition des affleurements métamorphiques du SW de la Petite Kabylie est indiquée sur la figure 4.

La couverture nummulitique du massif ancien ne subsiste que dans un certain nombre de bandes synclinales, grossièrement N-S. Elles permettent de subdiviser le Cristalloyhyllien en six secteurs principaux.

1. Nous reproduisons les termes de cet auteur.

Ce sont de l'W à l'E :

- la région de Texenna,
- la région entre Texenna et Beni-Afeur,
- la région entre Beni-Afeur et Ouled-Askeur,
- la région entre Ouled-Askeur et Ouled-Yaya,
- le massif du Moul-ed-Demamene, au S d'El Milia,
- la région entre Arago et Beni-Ouelben.

Une série de coupes montreront les rapports de superposition des faciès métamorphiques et les variations qu'on relève dans ces derniers. La description tectonique sera faite ailleurs.

A. La région de Texenna

Le Dj. es-Sendouah est situé à l'W immédiat du col de Texenna : il constitue une apophyse de terrains métamorphiques presque isolée de la masse principale de la Petite Kabylie.

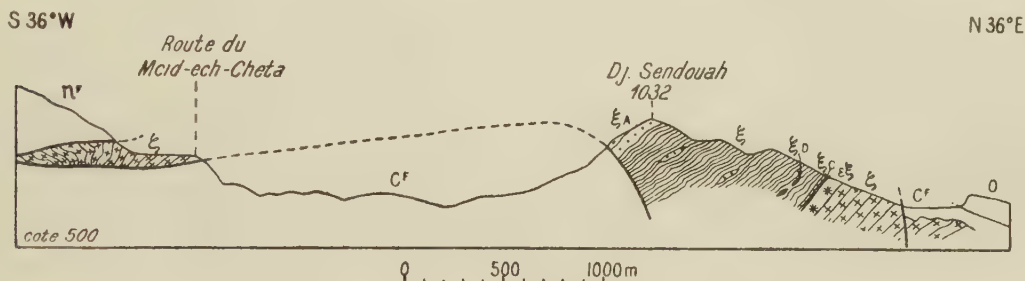


FIG. 5. — Coupe dans la région de Texenna (coupe 1).

ζ, gneiss; ξ, micaschistes; ξ c, niveaux calcaires; ξ D, lentilles dolomitiques; ξ A, intercalations de grès et arkoses métamorphiques; ξ E, roches vertes. En blanc, le Sédimentaire : n', Tithonique-Néocomien à faciès flysch; c^f, Flysch crétacé moyen; O, grès « numidiens ».

Au S, le Cristallophyllien (fig. 5) chevauche un Flysch crétacé, dont le sépare un grand contact anormal, que nous allons suivre tout le long du massif ancien. Au N du relief du Sendouah, un Flysch de même âge repose sur les terrains métamorphiques, bien qu'une fracture les sépare en général. Le Cristallophyllien du Sendouah forme une série tranquille, à plongements modérés (20° à 30°) vers le S. Une bonne coupe en est fournie par la route Djidjelli-Texenna; les couches sont prises en oblique, ce qui permet de les étudier sur une grande distance.

On observe ainsi, du N au S :

1. Des gneiss à biotite.
2. Des micaschistes, de moins en moins métamorphiques vers le haut.

Les gneiss ne sont visibles que sur une faible épaisseur (0 à 200 m). Très altérés, ils sont fréquemment arénisés. Ils forment une bande longue de près de 3 km, dont la route de Texenna traverse l'extrémité orientale. Plus loin vers l'E, les micaschistes viennent directement au contact du Flysch crétacé septentrional : on relève, à leur limite, au N de Texenna, une roche feldspathique complètement altérée et broyée.

Les micaschistes forment tout le reste du Dj. es-Sendouah : leur épaisseur peut atteindre 800 m. Dans les bancs les plus inférieurs, s'intercalent (sur environ 500 m de long) des roches vertes (filons-couches de roches basiques) et de rares bancs de calcaires ou de calcschistes. Le degré métamorphique s'abaisse rapidement vers le haut de la série, au point que les niveaux les plus élevés, au flanc méridional du Sendouah, sont presque identiques d'aspect aux schistes du Flysch crétacé, contre lesquels ils viennent buter.

Les micaschistes, fréquemment gaufrés, admettent de longues et souvent puissantes intercalations de grès plus ou moins arkosiques, en saillie dans la topographie. De plus, assez bas dans la série, on peut observer de petites lentilles de calcaires dolomitiques brun-jaunâtre, aux formes capricieuses : ainsi le long de la route au NW de Texenna.

Il convient de signaler enfin un beau filon de roches vertes (dolérites et serpentines), long de 500 m, qui injecte les micaschistes au SW du sommet du Sendouah.

Au SW de Texenna, à 2 km en avant du contact bordier (au Bordj-el-Rhorf), un lambeau de recouvrement repose sur le Flysch crétacé : il est constitué essentiellement de gneiss, plissés en tous sens, lardés de roches granitoïdes, avec des bancs d'amphibolites. Ces roches sont très altérées.

B. La région entre Texenna et Beni-Afeur

Sa limite ouest correspond à l'étranglement du Bordj Acerdoun. A l'E, nous l'arrêterons à la ligne joignant le col à l'E du Dra-el-Fertasa, au Dj. el-Kelaa. A partir de là, vers le N, un synclinal oligocène sépare ce secteur du Cristallophyllien plus oriental.

Cette zone se poursuit vers le N par les affleurements métamorphiques de la feuille de Djidjelli, jusqu'au-dessus de Strasbourg.

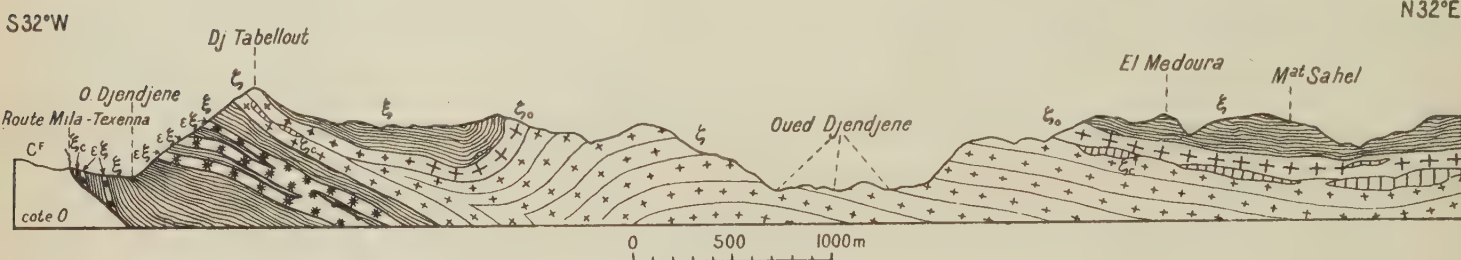


FIG. 6. — Coupe entre Texenna et Beni-Afeur (coupe 2).

ζ, gneiss fins; ζc, gneiss œillés; ξc, cipolins; ξ, micaschistes; ξc, niveaux calcaires dans ξ; εξ, roches vertes. En blanc, le Flysch crétacé.

La coupe 2 (fig. 6) a son extrémité sud dans la zone du pont métallique sur l'O. Djendjene, en amont de la Zaouia. On observe du S au N :

1. Des micaschistes, avec de puissantes intercalations de roches vertes identiques à celles de Texenna.
2. Des gneiss à biotite et muscovite.
3. Des micaschistes.

Comme plus à l'W et plus à l'E, le Cristallophyllien chevauche, selon un contact anormal bordier, le Crétacé plus méridional. La bande de micaschistes (niveau 1) est prise en oblique par le contact anormal : son épaisseur varie de la sorte entre 0 et 600 m. Du bas vers le haut, ces micaschistes 1 deviennent de plus en plus métamorphiques. Au S du Djendjene, au bord de la route Texenna-Mila, ce sont des schistes à sérécite ou à muscovite, avec des niveaux de calcschistes, de cipolins et quelques intercalations de roches vertes. Plus haut (topographiquement) dans la série, au N du fleuve, on passe insensiblement à des micaschistes à biotite et muscovite, envahis pour la plus grande partie par les mêmes roches vertes stratifiées.

Les micaschistes 3 ne forment, sur la rive gauche du Djendjene, qu'une petite bande synclinale, entre la crête du Dj. Tabellout et la Mat Ouled-Hacene; on les retrouve de l'autre côté du fleuve, à El-Medoura. En outre, sur le revers ouest du synclinal oligocène des Beni-Afeur, ces micaschistes 3 s'étalent largement, avec une puissance de plus de 1.000 m. Sauf à l'extrême base, où s'observent parfois des micaschistes à deux micas, ces micaschistes 3 sont à muscovite ou à sérécite. De minces bancs de cipolins, rares et localisés, se présentent vers la base des micaschistes 3. Plus haut apparaissent plusieurs niveaux riches en feldspaths (porphyroïdes, arkoses, etc...), qui, en fusionnant latéralement, arrivent à prendre une épaisseur considérable (300 à 400 m vers la Det el-Maïda). Enfin, entre le Ras-bou-Ferrouk et le marché d'El-Arba, on relève, recoupant plus ou moins obliquement les strates des micaschistes, des filons peu épais de dolérites à grain très fin.

Les gneiss 2 s'intercalent entre les deux séries de micaschistes 1 et 3; nous admettons qu'ils constituent le noyau d'un pli couché au S, dont le flanc inverse est représenté par les micaschistes 1,

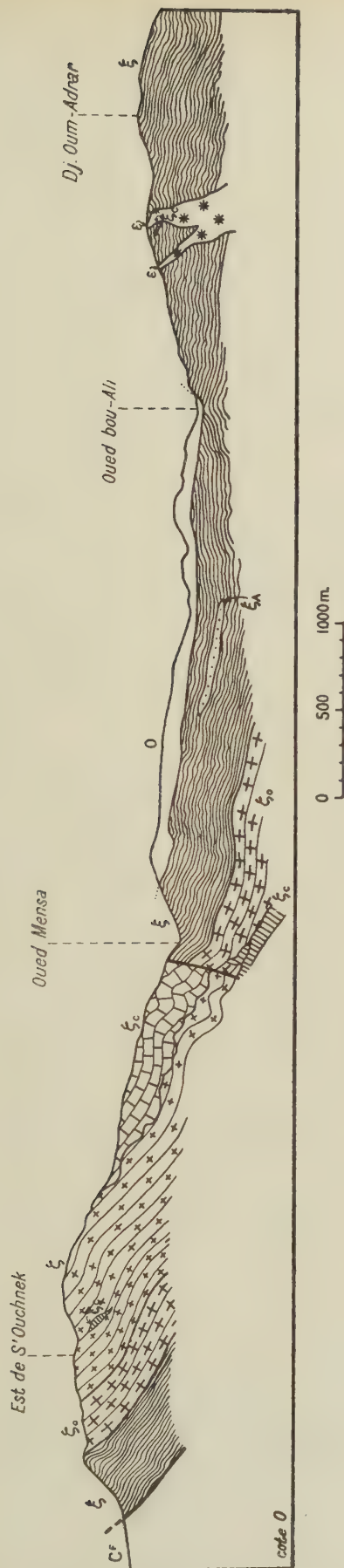


Fig. 7. — Coupe entre Beni-Afeur et Ouled-Askeur (coupe 3).
 ξ, gneiss fins; ξc, gneiss ocellés; ξc, cipolins; ξc, micaschistes; ξA, arkoses et porphyroïdes;
 O, roches vertes (filons). En blanc, le Sédimentaire : c, Flysch crétacé; O, Oligocène supérieur.

La série gneissique comporte des intercalations de nature spéciale : ainsi des gneiss ocellés forment le sommet de la série (dans la partie nord de la coupe décrite). Ils peuvent atteindre 100 à 200 m d'épaisseur. D'autre part, dans certains secteurs (NE de Texenna, Mat Tafred) on remarque des niveaux surmicacés sombres (micacites).

Des lentilles de cipolins s'intercalent parfois vers le haut de la série gneissique : elles sont particulièrement fréquentes au milieu de la zone décrite. Les affleurements les plus importants se relèvent autour du Kef Chouf et au marabout Ras-Allaouah. En ce dernier point, une auréole d'amphibolites pyroxéniques sépare les cipolins des gneiss.

Par ailleurs on remarque, spécialement vers Texenna, interstratifiés dans les gneiss, des lits d'amphibolites plus ou moins feldspathiques, parfois à gros éléments.

Les divers constituants de cette série gneissique peuvent être lardés de roches granitoïdes (granites, pegmatites), soit interstratifiées, soit en amas obliques à la foliation; ces masses atteignent quelquefois des dimensions considérables (Rekiba-es-Sebabet), mais leurs contacts avec les gneiss sont souvent flous. Ces venues acides sont spécialement développées au NW d'une ligne joignant le Ras Tabellout au Kef Chouf. Elles sont aisément visibles au NE de Texenna car leurs éléments feldspathiques, kaolinisés, impriment à la roche une couleur blanche (Mat Oum-en-Nedjar).

Dans la région du coude du Djendjene, à la Zaouïa, des filons hydrothermaux métallifères (jaspéroïdes) traversent les micaschistes et les gneiss, en utilisant des lignes de fractures : F. Ehrmann (1946) avait cartographié deux de ces filons qu'il attribuait à des porphyrites.

Au SW et en dehors du massif ancien, subsistent quelques lambeaux de recouvrement : ils sont essentiellement formés de gneiss injectés de pegmatite (Dj. el-Mourreba), parfois associés à des micaschistes (haut O. Slimane, Merdj-Youssef). En outre, au SW de la maison cantonnière des Beni-Yadjis, le Trias diapir ramène à la surface une lame de micaschistes.

C. La région entre Beni-Afeur et Ouled-Askeur

Cette région porte les plus hauts sommets, qui dominant de profondes dépressions. Aussi, la série cristallophyllienne est-elle observable sur une grande épaisseur. Une des meilleures coupes naturelles passe par le méridien du Dj. Sidi-Ouchnek (coupe 3, fig. 7). Du S vers le N et de bas en haut, on trouve :

1. Des micaschistes, fréquemment à grenat.
2. Des gneiss ocellés.

3. Des gneiss fins, avec de gros amas de cipolins.
4. Des gneiss œillés.
5. Des micaschistes, avec des niveaux feldspathiques.

L'Oligocène argilo-marneux repose en discordance sur le niveau 5.

Les micaschistes 1 constituent la suite vers l'E de la bande que nous suivons depuis Texenna. Comme plus à l'W, ce niveau, pris en oblique par le contact anormal bordier, offre des épaisseurs très variables. S'il a plus de 500 m de puissance en certains points (S et SW de Sidi-Ouchnek), il peut se réduire et même disparaître (NW de la Mat el-Ouazta). Ces micaschistes, en général à deux micas, sont très riches en petits grenats. Les intercalations de roches vertes, encore observables dans la partie occidentale de cette bande, n'existent plus à l'E de la Mat Ouled-Hacene. Des lentilles de calcaires dolomitiques brun-jaunâtre, assez rares, prennent néanmoins, au NE de la Mat Belala, une certaine ampleur. Enfin il y a lieu de remarquer de minces lits d'une roche feldspathique à grain très fin (« leptynite »).

Les gneiss œillés (niveau 2) surmontent directement les micaschistes 1, sans qu'il y ait de termes de transition. Leur épaisseur peut atteindre 200 à 300 m. Leur limite supérieure, sous le niveau 3, est plus floue et, dans la masse des gneiss œillés, on peut déjà observer des lits plus fins. Ce niveau 2 cesse brusquement à l'W de la Mat Bouiana. Il n'est, de la sorte, développé que dans la partie orientale de la zone décrite ici.

Les gneiss fins (niveau 3), toujours à deux micas, forment de très grands affleurements : leur puissance est considérable. On y relève des passées de quartzites, de leptynites à muscovite, mais ce sont les intercalations calcaires qui dominent. Le massif du Sidi-bou-Azza et celui de Sidi-Ouchnek en montrent de grandes épaisseurs. Ces cipolins très blancs, à graphite et pyrite, se répartissent en horizons irréguliers, plus ou moins reliés latéralement, leur puissance pouvant atteindre 500 à 700 m. Dans certains cas, des niveaux d'amphibolites et de pyroxénites s'intercalent dans les gneiss fins, près du contact des cipolins.

Les gneiss œillés (niveau 4) sont tout à fait semblables à ceux du niveau 2. Dans l'E de la zone décrite, ils se placent immédiatement sous les micaschistes. Dans l'W, des gneiss fins, d'épaisseur assez faible et identiques à ceux du niveau 3, les en séparent. Cette bande peut atteindre de grosses épaisseurs (jusqu'à 500 m). A l'image de la bande méridionale (niveau 2), elle disparaît brusquement et totalement à l'W de la Mat Aidala. En outre un petit affleurement de gneiss œillés se montre à la Mat el-Mtoussa. Les gneiss œillés du niveau 4 sont souvent difficiles à séparer cartographiquement des gneiss fins qu'ils surmontent comme de ceux qui sont parfois situés au-dessus d'eux.

Les micaschistes les plus septentrionaux (niveau 5) affleurent sur des étendues considérables, et avec des épaisseurs visibles comprises entre 1.000 et 2.000 m. Ils sont très analogues aux micaschistes 1. Leur base est en général très tranchée au-dessus des gneiss œillés (niveau 4). Ces micaschistes admettent assez fréquemment des intercalations feldspathiques, essentiellement des porphyroïdes, en lentilles de tailles diverses, situées à des niveaux variés de la série métamorphique. Ces porphyroïdes, en général de teinte claire ou grisâtre, donnent lieu à des escarpements. La crête au S de Chahna montre bien l'extension verticale et horizontale que peuvent acquérir ces formations.

Les intercalations calcaires dans les micaschistes du niveau 5 sont très réduites. Soit à l'état de cipolins à minéraux, soit de calcaires dolomitiques brun-jaunâtre peu ou pas cristallins, elles ne constituent que de minces et fugitives lentilles, vers la base de la série.

On relève en outre des filons et des sills de roches éruptives. Les unes, fréquentes à l'E, ont un gros grain : ce sont d'anciens gabbros ou d'anciennes diorites. Les autres, surtout présentes au NW, possèdent un grain très fin : ce sont d'anciennes laves andésitiques ou basaltiques.

D. La région entre Ouled-Askeur et Ouled-Yaya

Cette région est complètement séparée de la précédente par le Nummulitique des Ouled-Askeur. Les gneiss n'y affleurent que dans les deux amygdales du Dj. Frour, à l'W, et du N du Sidi-Marouf, à l'E. Nous décrirons deux coupes passant par l'un et par l'autre de ces affleurements.

RÉGION OCCIDENTALE. Une coupe (coupe 4, fig. 8) par le Dj. Frouur montre de bas en haut :

1. Micaschistes.
2. Cipolins.
3. Gneiss fins, avec niveaux œillés vers le haut.
4. Micaschistes.

Les niveaux 1, 2 et 3 ne sont visibles que sur 4 km environ d'E en W; ailleurs, le niveau 4 est en contact direct avec le Sédimentaire plus méridional.

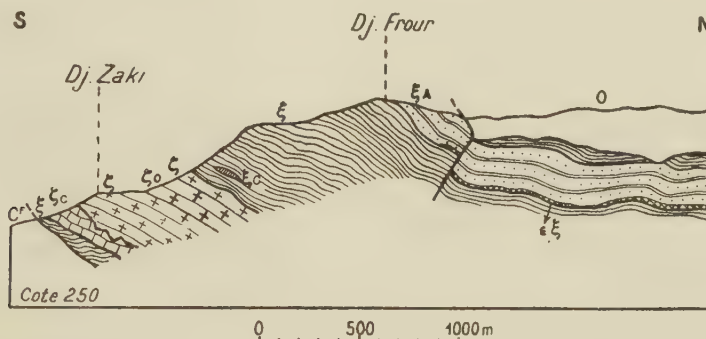


FIG. 8. — Coupe entre Ouled-Askeur et Ouled-Yaya, partie occidentale (coupe 4).

ζ, gneiss fins; ζo, gneiss œillés; ζc, cipolins; ξ, micaschistes; ξc, niveaux calcaires dans ξ; ξA, arkoses et porphyroïdes; εξ, roches vertes stratifiées. En blanc, le Sédimentaire : c', Flysch crétacé; O, Nummulitique.

Les micaschistes (niveau 1) forment une mince lame, épaisse de quelques mètres et très écrasée, en contact anormal avec les cipolins (niveau 2). Ces derniers sont puissants de 200 à 300 m; leur aspect est tout à fait analogue à ceux des zones plus occidentales (Dj. Sidi-bou-Azza). Vers le haut, ces calcaires passent insensiblement aux gneiss (niveau 3).

Les gneiss, à biotite et muscovite, sont épais de 300 à 400 m. Ils montrent, comme d'ailleurs les cipolins, des intercalations de roches granitoïdes. Vers le haut, ils passent à des gneiss œillés, donnant lieu à des abrupts : on y relève des intercalations de gneiss fins très micacés.

Ceux-ci passent insensiblement aux micaschistes du niveau 4 : d'abord des micaschistes compacts, à grenats, en général à deux micas, puis, très vite, des micaschistes en minces plaquettes, à muscovite ou à séricite. Quelques rares et minces lentilles de cipolins s'intercalent vers la base de ce niveau 4. Beaucoup plus haut dans la même série, on note des porphyroïdes, souvent grossiers, pouvant atteindre quelques centaines de mètres d'épaisseur. Ces roches feldspathiques dessinent en plan une large bande, située vers le sommet des micaschistes; parfois même ces roches se trouvent directement sous le Nummulitique de la bordure orientale du synclinal des Ouled-Askeur. En outre, des roches basiques de grain très variable (dolérites, andésites), s'intercalent à la base de ces porphyroïdes, entre l'Aïn-el-Meroudj et le Dra bou-Ali.

RÉGION ORIENTALE. Un deuxième affleurement de gneiss se situe à l'E de celui du Dj. Frouur, au niveau du Sidi-Marouf : il s'allonge sur 7 km du SW au NE. Une bonne coupe peut être décrite le long de l'arête N-S reliant la cote 1306 (Dj. Ta-Fertas) au Bordj du Sidi-Marouf. On trouve, de bas en haut (coupe 5, fig. 9) :

1. Micaschistes.
2. Gneiss œillés.
3. Micaschistes.

Les micaschistes 1 forment une mince lame sous les gneiss, sous lesquels ils sont souvent décollés. Cette bande n'a jamais que quelques mètres d'épaisseur; elle admet d'assez nombreuses intercalations de cipolins (NE de la M^{at} Graïou) ou de calcaires dolomitiques brun-jaune.

Les gneiss œillés (niveau 2) sont le plus souvent à deux micas. Ils affleurent sur de grandes épaisseurs à l'W de la coupe décrite, dans les profonds ravins entre Bou-Touil et la M^{at} Tamekrat. Le litage, souvent peu apparent, est ailleurs souligné par quelques lits de gneiss à grain fin. Assez rares en général, ceux-ci prennent de l'importance à l'extrémité occidentale de la masse gneissique (W de la M^{at} Chala).

A l'E de la crête que suit la coupe, les gneiss oëillés forment encore d'importants affleurements. Mais au-delà du méridien de Bou-Kabail, ils sont relayés assez brusquement par des gneiss fins à deux micas, souvent très micacés, lardés de roches granitoïdes. La densité de ces injections acides diminue à son tour, quand on chemine vers l'extrémité orientale de l'affleurement gneissique. Là, au niveau de la Mat Zoulane, les micaschistes des niveaux 1 et 3 se rejoignent et enveloppent totalement les gneiss. Il convient encore de noter, dans les gneiss fins, de rares intercalations de quartzites et d'amphibolites.

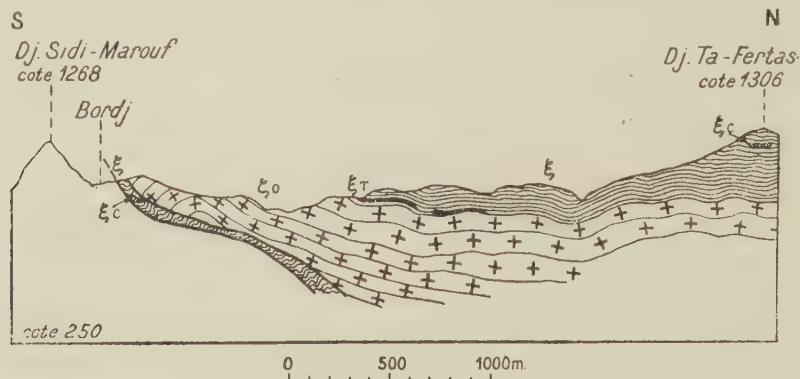


FIG. 9. — Coupe entre Ouled-Askeur et Ouled-Yaya, partie orientale (coupe 5).

ξo, gneiss oëillés; ξ, micaschistes; ξT, tourmalinites; ξc, lentilles calcaires dans ξ. En blanc, le Mésozoïque.

Les micaschistes du niveau 3 succèdent aux gneiss avec parfois des termes de transition ou, ailleurs, une limite tranchée. Sur la crête que suit la coupe, des lits schisteux et des lits feldspathiques alternent sur près de 50 m d'épaisseur. Immédiatement au-dessus, on remarque un niveau noir de tourmalinite.

La limite entre les micaschistes à deux micas et les micaschistes à muscovite ou séricite est extrêmement floue. Les uns et les autres sont traversés par de nombreux petits filons de quartz, spécialement à l'W de la crête que suit notre coupe. De petites lentilles calcaires (calcschistes, cipolins ou calcaires dolomitiques non métamorphisés) sont parfois observables : ainsi autour de la cote 1306. Les niveaux détritiques sont beaucoup plus rares : à noter seulement quelques grès et quelques arkoses sur l'arête du Dj. Ta-Fertas. Plus au NW, vers les Beni-Mimoun, les porphyroïdes qui couronnent la série des micaschistes possèdent de très fortes épaisseurs.

E. Le massif du Moul-ed-Demamene

Il est situé sur la rive droite de l'Oued-el-Kebir. Le Cristallophyllien y constitue l'élément supérieur d'une série d'unités charriées vers le S. En outre, on en trouve de minces lambeaux jalonnant localement les contacts anormaux entre les écailles sous-jacentes : ainsi au N de Bou-Djoudoun et entre la Mat Ark-el-Bir et la Mat el-Akbia.

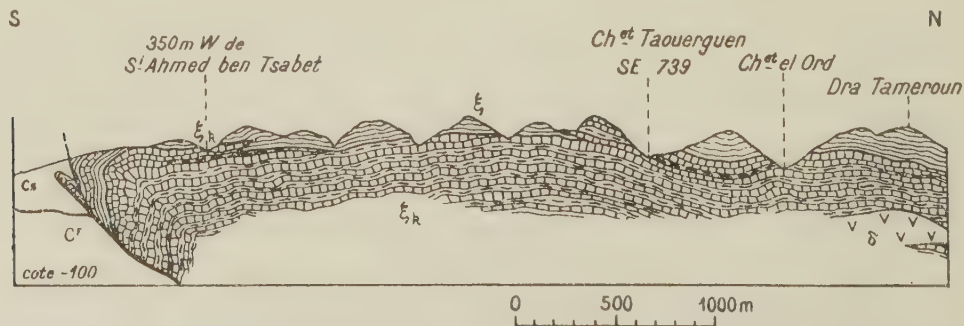


FIG. 10. — Coupe dans le massif du Moul-ed-Demamene, flanc oriental (coupe 6).

ξ, schistes satinés; ξk, calcschistes à séricite. En blanc, le Sédimentaire : c^f, Flysch crétacé; δ, dolérites récentes.

Le Cristallophyllien forme essentiellement les sommets et le flanc oriental du Moul-ed-Demamene : l'ensemble des assises est très peu métamorphique. Une coupe N-S montre schématiquement, de bas en haut (coupe 6, fig. 10 et coupe 7, fig. 11) :

1. Calcschistes à sérécite.
2. Schistes à sérécite ou à muscovite.
3. Gneiss.

Les calcschistes sont à peine touchés par le métamorphisme : ils nous ont livré, en certains points, des restes de Pelmatozoaires. Ils passent latéralement à des calcaires plus massifs, quelquefois à lits siliceux ou, à l'inverse, à des schistes gris peu ou pas calcareux. Des horizons de grès très fins s'intercalent parfois dans cette série.

Les schistes du niveau 2 sont bien visibles sur la route Catinat-Arago : ils passent avec toutes les transitions aux calcschistes 1. Ce sont des schistes à sérécite, avec des passées violacées, qui ne sont pas totalement absentes non plus du terme 1. Vers Catinat, on observe des récurrences de lits calcschisteux, fugaces, dans des micaschistes à muscovite.

Vers le N, la série calcaire 1 se fond dans l'ensemble des micaschistes. Elle est cependant encore représentée, sur la route nationale Constantine-El Milia, vers la Mat Amrioune, par des bancs calcaires riches en amygdales quartzieuses, dans des schistes à sérécite.

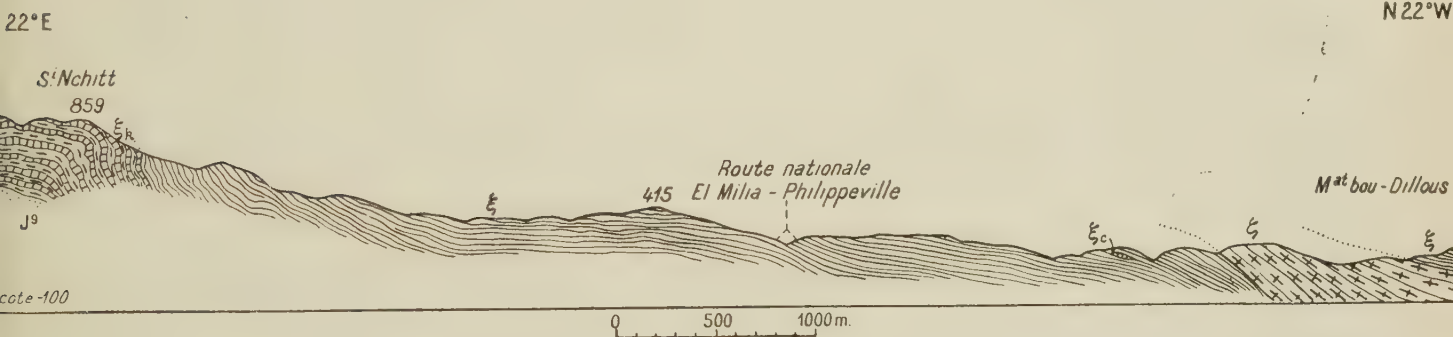


FIG. 11. — Coupe dans le massif du Moul-ed-Demamene, flanc septentrional (coupe 7).
ζ, gneiss; ξ, micaschistes; ξc, cipolins; ξk, calcschistes. Niveaux détritiques du Tithonique-Berriasien : J°.

Le niveau schisteux 2 devient de plus en plus métamorphique quand on monte dans la série (coupe 7, fig. 11). On note des intercalations de vrais micaschistes : ainsi au Redir-el-Houte et à la Mat el-Bharri, des micaschistes quartzieux (ou des quartzites), très riches en paillettes de mica blanc et avec de la biotite plus ou moins décolorée, déterminent des reliefs assez abrupts.

Le niveau 2 s'enfoncé incontestablement, plus au N, sous le complexe gneissique 3. Celui-ci s'observe entre le Chabet bou-Teldja et le Chabet Hadjoun. Il s'agit d'ailleurs visiblement de micaschistes injectés de roches granitoïdes, plus ou moins massives.

Plus au N, ces gneiss s'enfoncent à leur tour sous des micaschistes tout à fait analogues à ceux du niveau 2.

F. La région entre Arago et Beni-Ouelben

Elle est séparée du massif du Moul-ed-Demamene par le synclinal à matériel oligocène d'Arago. La région étudiée se réduit à une étroite bande E-W, bordant au N les terrains sédimentaires.

Une coupe un peu à l'E de Dar-Fokra montre, de bas en haut (coupe 8, fig. 12) :

1. Micaschistes.
2. Gneiss.
3. Micaschistes.

Les micaschistes 1 forment, à la limite du Flysch crétacé qu'ils chevauchent, une étroite bande n'ayant jamais plus de quelques mètres de puissance, entre Dar-Fokra et le SE de la Mat el-Kelaa. On y relève des bancs feldspathiques (leptynites) et des lentilles de calcaires dolomitiques brun-jaune.

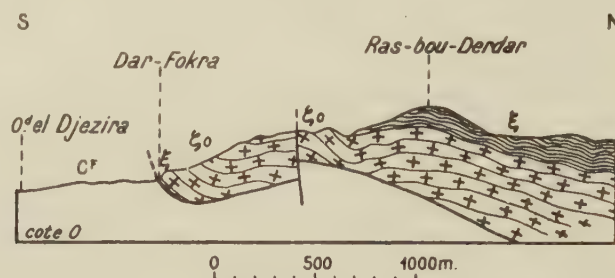


FIG. 12. — Coupe dans la région entre Arago et Fedj-el-Mekta (coupe 8).
 ξ_o , gneiss œillés passant à gneiss fins; ξ , micaschistes. En blanc, le Flysch crétacé (c^f).

Les gneiss 2 surmontent le niveau précédent, qu'ils écrasent sous leur masse. Leur constitution est très variable. Au niveau de la coupe considérée, ce sont des gneiss œillés; mais, plus à l'E, on voit des gneiss fins, puissamment injectés de roches granitoïdes, avec simplement quelques lits œillés. On relève des niveaux de quartzites noirs et d'amphibolites, assez rares.

Les micaschistes 3 passent progressivement vers la base au niveau 2. A l'E de Fedj-el-Mekta, les micaschistes à muscovite ont un important développement entre les gneiss et les schistes satinés. Ces derniers forment de larges affleurements au N de la région étudiée. Des niveaux feldspathiques blancs (en général anciennes arkoses) s'y intercalent.

3. — RAPPORTS DE SUPERPOSITION DES FACIÈS MÉTAMORPHIQUES

L'étude de terrain permet immédiatement d'opposer, dans le Cristallophyllien du SW de la Petite Kabylie, une série de gneiss à la base, une série de micaschistes au sommet.

Tectoniquement, le massif ancien est séparé du Sédimentaire (anté-oligocène) plus méridional, par un grand contact anormal, continu de l'W à l'E sur toute la longueur du territoire étudié. Au N de ce contact, une étroite bande de micaschistes, d'épaisseur variable, plonge sous des gneiss qui, par ailleurs, sont normalement recouverts, au N, par d'autres micaschistes, pétrographiquement semblables aux premiers mais largement étalés. Il semble que ce dispositif traduise l'existence d'un pli couché au S, avec ses deux flancs, inverse et normal, se suivant tout au long du SW de la Petite Kabylie. Mise à part cette complication de bordure, l'ensemble du massif ancien possède une structure assez simple; il ne paraît guère affecté que par un certain nombre de failles de tassement. Aussi l'ordre normal de superposition des couches est-il immédiatement observable.

Le complexe des gneiss apparaît sous forme d'une série de massifs, dont l'extension et le nombre diminuent vers l'E. Essentiellement ce sont des gneiss à deux micas, plus ou moins riches en lits micacés, injectés assez fréquemment de roches granitoïdes à muscovite, en lentilles interstratifiées ou amas obliques à la foliation. Ils affleurent sur plus d'un millier de mètres d'épaisseur, dans l'W de la région étudiée.

Des faciès métamorphiques spéciaux y apparaissent. D'une part, des gneiss œillés, en général localisés au sommet de la série, en un niveau dont l'épaisseur atteint quelques centaines de mètres, mais qui peut tout aussi bien manquer; ils arrivent aussi (E des Ouled-Askeur) à envahir tout ou partie

de la série gneissique. D'autre part, *des micacites*, roches surmicacées, dénuées d'éléments blancs : ces roches, plus rares, paraissent seulement représentées à l'W des Ouled-Askeur.

Des intercalations calcaires sont souvent reconnaissables dans les gneiss. Ce sont, essentiellement, des cipolins blancs à minéraux silicatés. Surtout représentés dans l'W de la région étudiée, ils sont situés vers le haut de la série gneissique et montrent des épaisseurs pouvant atteindre et dépasser 500 m; dans certains cas, des amphibolites et pyroxénites leur sont associées. Il y a d'autre part des *niveaux détritiques*, sous la forme de quartzites plus ou moins feldspathisés, fréquents à tous les niveaux.

Des intercalations de leptynites, d'amphibolites feldspathiques, etc..., dérivent probablement du métamorphisme d'anciennes roches éruptives.

Le complexe des micaschistes repose en continuité sur le complexe des gneiss. La limite est floue, avec une zone d'alternances quand les micaschistes surmontent les gneiss fins. Elle est plus franche quand des gneiss œillés sont directement sous les micaschistes. Schématiquement, on distingue parfois une zone inférieure, peu épaisse, de micaschistes à biotite et muscovite que surmontent des micaschistes sans biotite. Ces derniers, extrêmement épais (jusqu'à 2.000 m²), sont le plus souvent très peu métamorphiques (schistes à séricite ou phyllades).

Des faciès sédimentaires sont souvent reconnaissables au sein des micaschistes. A la base de la série, les *sédiments calcaires* sont sous forme de calcschistes, de calcaires dolomitiques, passant à des cipolins à épidote et à des calcaires cristallins. Vers le haut, beaucoup plus localement (Moul-ed-Demamene), on trouve aussi des calcschistes à séricite et des calcaires peu ou pas métamorphiques. Des *niveaux détritiques* apparaissent en lentilles de puissance verticale et d'extension en plan variables. Ce sont des grès, des quartzites et des arkoses. Des *venues éruptives neutres ou basiques* apparaissent sous forme de filons-couches dans les micaschistes de base (région de Texenna : quelques centaines de mètres de puissance) ou vers le sommet de la série (NE du Dj. Frour : quelques mètres d'épaisseur). Elles se présentent aussi sous forme de filons, plus ou moins obliques à la stratification, de roches vertes à gros grain (E du douar Chahna) ou de roches grisâtres à grain fin (zone des Beni-Afeur et W du douar Chahna). Des *venues éruptives acides* ont donné, par métamorphisme, des porphyroïdes : leurs conditions de gisement et leurs faciès sont extrêmement variables.

CHAPITRE III

LE CRISTALLOPHYLLIEN

COMPLEXE GNEISSIQUE

Sous une forme purement descriptive, ce chapitre a pour objet l'étude pétrographique du complexe gneissique. Nous examinerons successivement :

- les gneiss œillés,
- les gneiss fins,
- les intercalations d'origine détritique, les couches originellement carbonatées et les anciennes venues éruptives,
- les roches granitoïdes liées au complexe gneissique.

Pour éviter des répétitions, les discussions d'ordre pétrographique et stratigraphique, relativement à ces diverses roches, seront faites au chapitre V, destiné aux *interprétations*.

A ce titre, les indications données dans les chapitres III et IV seront fort succinctes et de ce fait d'apparence didactique.

Les tableaux d'analyses de roches sont groupés à la fin du chapitre V (p. 108-111).

1. — LES GNEISS ŒILLÉS

Leur position dans la série métamorphique a déjà été fixée. Typiquement, les gneiss œillés (pl. 10, ph. 1 et 2) montrent des phénoblastes de feldspath potassique. Nous décrirons un exemple-type, puis les variations qu'offrent les minéraux de ces gneiss. Exceptionnellement les yeux sont en plagioclases.

On examinera ensuite les septa de gneiss fins au sein des gneiss œillés, avant d'aborder, enfin, la description de roches spéciales à micas et à silicates d'alumine (micacites).

A. Gneiss œillés à feldspath potassique

EXEMPLE-TYPE

Il provient de la galerie inférieure de la mine de l'Aïn-el-Aneb (S. Mer.; $x = 806,7$; $y = 373,2$). Les yeux, plus ou moins individualisés, ont tendance à s'allonger.

Au microscope (pl. 10, ph. 3) on voit que les *phénoblastes* sont constitués d'un microcline à macles floues. Il est chargé de facules, de taille et de forme variables, souvent disposés dans l'un des clivages, d'un plagioclase acide souvent maclé sur lequel se développent des paillettes de muscovite. Fréquemment, les yeux sont traversés par des bandes plus ou moins larges d'albite, en tout petits cristaux. Celle-ci paraît cimenter des fractures des phénoblastes. De plus, des gouttes de quartz se présentent au sein du microcline. A l'extérieur, les yeux sont corrodés et n'ont pas de contours bien définis.

En dehors des yeux, la roche est constituée de petits cristaux d'albite, de microcline et de quartz. L'albite domine nettement; comme dans les filonnets traversant les yeux, elle montre une pigmentation brunâtre et n'est que rarement maclée. Le microcline, plus rare, est surtout concentré au pourtour immédiat des yeux : très transparent, il montre des macles extrêmement nettes, ce qui le distingue du microcline des porphyroblastes. Le quartz est en cristaux de taille variable; certains, très gros, à extinctions très roulantes, semblent correspondre à des filonnets tardifs traversant indifféremment le fond grenu et les yeux de la roche.

Les deux micas forment dans ce gneiss de rares zones, très limitées, à la périphérie des yeux. De la sorte

les « bandes » micacées sont plus ou moins courbes. Dans chacune d'elles, les cristaux sont le plus souvent disposés sans direction privilégiée. Parfois la biotite prend des teintes vertes et sa biréfringence diminue : on aboutit à une chlorite verte. Le mica noir est souvent accompagné par de la muscovite. Dans ces bandes micacées, on note de grandes quantités d'hématite, en filets ou en amas informes, et des minéraux accessoires : tourmaline vert-brunâtre, apatite, zircon.

En outre, on remarque de nombreux cristaux, de taille variable, mais en général minuscules, de monazite (phosphate de terres rares¹) et de la calcite : ces deux minéraux semblent d'ailleurs liés à la minéralisation toute proche de la mine de l'Aïn-el-Aneb.

Cette roche a été analysée (AN. 22). Il convient dès maintenant de souligner les très grandes analogies entre ce gneiss œillé et celui décrit de l'O. Aïssi, en Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951, p. 120).

VARIATIONS DE COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

Les yeux sont en général mieux définis que dans l'exemple qui vient d'être donné. Les plus gros dépassent rarement une longueur de 2 cm, la plupart ayant environ 1 cm. On observe, au microscope, que ces yeux sont fréquemment composés de plusieurs cristaux élémentaires de microcline, possédant fréquemment la macle de Carlsbad. En général, ces phénoblastes montrent une pigmentation de fins granules noirs, probablement d'hématite. A leur périphérie, les yeux sont envahis par des protubérances mamelonnées de myrmékite. Plus rarement, le quartz s'associe au microcline en donnant de la micropegmatite.

Les yeux de microcline subissent toute une série de transformations, qui ne se rencontrent pas toutes dans la même préparation, mais dont l'échelonnement dans le temps paraît le suivant :

a) Exsolution de facules d'albite ; sur ceux-ci, parfois, développement de cristaux d'albite à bords nets. Ils sont souvent chargés de séricite.

b) Corrosion des yeux par l'extérieur : développement de bourgeons (pl. 10, ph. 4) d'albite ou de myrmékite (albite, quartz). La coalescence de tels bourgeons aboutit à de larges plages d'albite, souvent chargée de séricite, qui ont tendance à prendre des formes plus ou moins quadrangulaires en suivant les clivages du microcline. De la même phase semblent relever les « taches » arrondies d'albite brune apparaissant jusqu'au centre des yeux, et les bandes d'albite en tout petits cristaux, insinuées à la limite entre les secteurs élémentaires des yeux de microcline (pl. 10, ph. 3). L'albite peut se charger d'amas de mica blanc en disposition enchevêtrée.

c) Parfois, recoupant les éléments précédents, un chevelu d'albite exempt de séricite.

d) Au stade ultime, on arrive à l'albitisation totale de certains yeux. Dans quelques cas, c'est une albitisation typiquement en échiquier. Ailleurs, les taches arrondies (stade 2) deviennent coalescentes, le microcline ne subsistant que sous forme de résidus (pl. 11, ph. 1). Dans ce dernier cas, il peut arriver que le contour initial du phénoblaste ait disparu.

Le quartz se présente d'ordinaire en petits éléments. Dans quelques cas, il forme des « yeux » irréguliers, montrant en lame mince d'innombrables cristaux engrenés. Souvent ces yeux se résolvent latéralement en bandes d'épaisseur variable.

Le microcline et l'albite de la partie finement grenue ne présentent que peu de variations autour du type décrit plus haut. Notons seulement que l'albite peut présenter une certaine proportion de chaux (jusqu'à An 10 %).

Le mica noir subit lui aussi des transformations. Dans de nombreuses préparations, il prend une teinte verte et passe progressivement à de la chlorite. En même temps, du leucoxène et des produits ferrugineux sont expulsés : ils peuvent cristalliser d'ailleurs en dehors des amas micacés. Du rutile apparaît aussi au cours de la chloritisation du mica noir : il est souvent disposé dans les clivages de ce dernier. La chloritisation peut ne pas affecter l'ensemble d'un cristal de biotite : certaines lamelles restant intactes, d'autres, situées entre celles-ci, subissant la transformation.

1. Détermination contrôlée spectroscopiquement par A. Sandréa.

La muscovite est en quantité très variable. Il convient de rappeler que l'albite substituant en est souvent chargée : le mica blanc peut y prendre des tailles assez importantes. Dans certains cas, ce mica et l'albite forment des associations micropegmatitiques. En outre, sauf dans quelques rares exemples, il existe du mica blanc dans les bandes micacées de la roche : il montre des associations à axes parallèles avec la biotite. La quantité en est en général faible. Exceptionnellement, il n'y a pratiquement plus de mica noir : on ne trouve plus qu'un mica incolore avec de larges traînées d'hématite, parfois encore dans les clivages du mica.

Les minéraux accessoires sont en proportion nettement subordonnée. L'apatite, toujours présente, est dans certains cas très abondante. Le zircon est, lui aussi, très constant : certains cristaux peuvent acquérir une taille notable (300 μ environ). La tourmaline, vert-bleutée, est exceptionnelle. De même on voit parfois de très petits grenats. Rappelons l'existence de produits titanés, liés à la biotite.

B. Gneiss œillés sans feldspath potassique

Suivant la richesse en anorthite du plagioclase on distingue deux catégories.

LES GNEISS A ALBITE

L'aspect de ces roches est identique à celui des gneiss œillés normaux. Les yeux montrent (pl. 11, ph. 2) de grandes plages d'un *microcline totalement albitisé*, avec la trace, en leur sein, des anciens cristaux d'albite résultant d'une première substitution (cristaux à bord net liés aux facules, bourgeons externes plus ou moins coalescents). Englobés dans ces feldspaths, on observe d'innombrables *gouttes de quartz*, aux formes les plus variées, mais toujours de petite taille (de l'ordre de 40 à 100 μ en général). Ces globules se trouvent aussi bien dans l'albite de substitution 1 que dans celle résultant de l'albitisation (stade 2) du microcline résiduel. Un certain nombre de gouttes de quartz présentent parfois des extinctions simultanées, simulant une micropegmatite; d'autres possèdent une extinction totalement indépendante de celle de leurs voisines.

En dehors des yeux, on voit le groupement d'assez gros cristaux d'albite, parfois intensément chargée de séricite, et de quartz. Cet élément peut présenter une texture quartzitique, liée à des écrasements locaux, qui n'ont guère dérangé les baguettes de mica noir disposées au milieu de ces cristaux broyés; il paraît d'autre part impossible de supposer que la biotite est de génération postérieure à cet écrasement.

Notons, de plus, dans ces gneiss, l'existence de grenats dans l'intérieur desquels s'observent des cristaux de biotite et de quartz.

Une analyse (AN. 23) a été faite d'un gneiss œillé de ce type, provenant du col au N du Dj. el-Mouïssa (S. Mer.; x = 791,65; y = 370,1).

Il convient de souligner, par rapport aux gneiss œillés normaux, la grande richesse en soude et la relative pauvreté en potasse. Une telle métasomatose sodique a été notée par J. Thiébaud en Grande Kabylie : elle paraît dans notre secteur encore plus poussée.

LES GNEISS A OLIGOCLASE

C'est un cas très différent qu'offre un gneiss œillé provenant du massif du Dj. Frou. Son gîte n'a pu être localisé, l'échantillon ayant été recueilli dans un éboulis (S. Mer.; x = 805,02; y = 373,2). Les yeux sont souvent assez petits. Chacun est constitué d'un seul cristal d'oligoclase (An 20-25 %).

Ici encore, les yeux montrent de nombreuses gouttes de quartz, dont l'association avec le plagioclase ressemble à de la micropegmatite.

En dehors des yeux, la roche est en tout point semblable aux gneiss fins qui seront décrits plus loin.

C. Septa de gneiss fins

Il n'est pas exceptionnel d'en rencontrer dans la masse des gneiss œillés. Nous en citerons deux exemples.

Le premier provient de l'W du Dj. Frou (S. Mer.; x = 804,5; y = 373,4). Le microscope (pl. 11, ph. 4) y révèle quartz et oligoclase basique, en quantités analogues. Il n'y a pas trace d'imprégnation

par le feldspath potassique. Les seuls caractères un peu aberrants par rapport à la moyenne des gneiss fins sont :

- La grande quantité de gouttes de quartz dans les cristaux de feldspath.
- L'abondance de la biotite brune, en petites et larges lamelles aux couleurs fraîches et à disposition souvent désordonnée.
- La richesse notable en minéraux accessoires (apatite très abondante, zircon, rutile, exceptionnellement allanite).

Le second exemple est observable au SE de Sidi-Ouchnek (S. Mer.; $x = 795,2$; $y = 369,9$). Il s'agit d'une intercalation de gneiss à grain très fin dans la partie supérieure des gneiss œillés. Cette roche est très riche en quartz, accompagné de plagioclases (An 30 %). La biotite brune, en bandes régulières, mais presque toujours chloritisée, voisine avec de la sillimanite. Des filonnets d'albite recoupent très obliquement la foliation.

D. Micacites

Le terme de micacites est dû à Cordier, qui entendait par là des schistes hypermicacés. A la suite de divers auteurs, en particulier Lacroix, nous appliquerons le terme à des roches schisteuses où le mica (biotite surtout) domine, où les éléments blancs sont absents ou très réduits, et où s'observent des grenats et divers silicates d'alumine, comme sillimanite, andalousite, staurotide ou cordiérite.

De telles roches sont observables au voisinage plus ou moins immédiat des gneiss œillés, dans l'W de la région étudiée. *Macroscopiquement*, ces roches ressemblent à des micaschistes noirs très brillants, car elles sont très riches en biotite. De gros grenats (ayant jusqu'à 7-8 mm de diamètre) sont répartis au hasard dans ces roches.

L'étude microscopique permet de différencier trois types principaux.

BIOTITITE A SILLIMANITE

L'essentiel de la roche, récoltée à la Mat el-Moundjar, 5 km à l'E de Texenna, présente (pl. 11, fig. 3), une association poeciloblastique de sillimanite avec de grosses lamelles de *biotite* : celle-ci montre des cristaux dépassant parfois 1 cm de long, dont la teinte (suivant n_g) varie du brun au brun-rougeâtre. Ce mica noir forme la moitié de la roche. Ses lamelles, grossièrement alignées, sont dans le détail disposées en tous sens. Quelquefois ce mica noir semble se décolorer plus ou moins totalement; l'hématite est exsudée et forme de longues bandes. Cette transformation peut n'affecter que certaines lamelles élémentaires de biotite.

La *sillimanite* (fibrolite) remplit tous les interstices entre les paillettes de mica. Elle semble se développer d'ailleurs aux dépens de ce dernier. Ses fibres grises, extrêmement longues, sont dispersées en tous sens.

Les *grenats* sont extrêmement craquelés. Dans les fissures, qui forment un véritable treillisage, l'oxyde de fer est exsudé, et la biotite s'insinue, parfois avec des touffes de sillimanite à l'extrémité de ses cristaux. Ailleurs, on peut observer dans les grenats des quartz à tendance pegmatitique.

On note encore de rares mais assez gros zircons.

BIOTITITE A ANDALOUSITE ET STAUROTIDE

On rencontre ce deuxième type de micacite dans la région de Nerhamech (S. Mer.; $x = 793,75$; $y = 372,65$). L'andalousite constitue la moitié de la roche : ses cristaux, très allongés mais sans formes propres, apparaissent comme noyés au sein de la trame micacée. La biotite, en lamelles déchiquetées, de longueur variable, évolue souvent en un mica presque incolore. Il s'y ajoute des grenats ferrifères.

Des baguettes de *magnétite* et de *muscovite* secondaire se placent fréquemment en travers de la schistosité de la roche. De même, de nombreux cristaux de *staurotide* (en moyenne, longueur : 5 mm; largeur : 2 mm) se disposent le plus souvent en travers de la foliation. Il y a un peu de tourmaline et des traînées d'oxydes de fer.

Il faut souligner la composition minéralogique vraiment bizarre de cette micacite.

BIOTITITE A CORDIÉRITE

Elle a été rencontrée non loin de la précédente, dans la Mat Aïdala. Le fond de la roche est formé de produits micacés disposés dans deux plans perpendiculaires. Il s'agit vraisemblablement de gigantolite, dérivant de *cordiérîte*, parfois encore reconnaissable à ses inacles polysynthétiques. La cordiérîte aurait formé, à l'origine, la moitié de cette roche.

Celle-ci montre en outre de nombreuses lames de biotite, bien visibles sous forme de baguettes, longues de 1 à 4 mm, sur les plans de schistosité de la roche. Des lamelles de muscovite, plus rares, recoupent les autres minéraux. Les grenats sont ici assez exceptionnels. L'*apatite*, en cristaux de grande taille, est très abondante. On note encore un peu de tourmaline et de quartz.

Cette curieuse roche est associée à un gneiss fin à oligoclase et biotite. Bien qu'elle n'ait pu être observée en place, il y a tout lieu de croire qu'elle provient de l'extrême sommet du complexe gneissique.

Une analyse en a été effectuée (AN. 19). Il convient de remarquer sa très grande richesse en alumine (24,52 %) et l'abondance de la potasse (7,40 %).

E. Conclusions

Au terme de cet examen pétrographique des gneiss œillés et des faciès métamorphiques qui leur sont associés, nous pouvons déjà noter qu'il s'agit de roches d'origine sédimentaire : les intercalations carbonatées et détritiques qui seront examinées plus loin nous paraissent l'attester.

Nous verrons que les sédiments qui ont été transformés en gneiss œillés doivent avoir possédé des caractères physico-chimiques particuliers (anciens niveaux détritiques?), permettant d'expliquer les modifications importantes qu'ils ont subies. Ces gneiss œillés sont des embréchites, où la migmatisation est principalement responsable de la production des yeux de feldspath potassique. La trame serait représentée par le fond plus fin de la roche. Elle apparaît mieux encore dans des lentilles schisteuses ayant échappé à ces transformations (septa de gneiss fins à plagioclase).

Dans les gneiss œillés, il n'est pas inutile de souligner à nouveau l'ampleur de l'albitisation du feldspath potassique : nous en avons décrit les modalités.

La migmatisation paraît avoir été accompagnée, à son front ou dans sa masse, de concentrations de certains éléments, principalement fer et aluminium, qui rendraient compte de la naissance de micacites, roches surmicacées, riches en silicates de « métamorphisme de contact ». On ne peut cependant exclure que certaines de ces intercalations aient possédé, avant le métamorphisme, une composition chimique spéciale.

2. — LES GNEISS FINS

Ces gneiss affleurent sur de vastes surfaces et sont visibles sur de fortes épaisseurs dans le domaine étudié. Ils constituent le substratum normal des micaschistes, dont ils sont cependant en général séparés par les gneiss œillés. Il convient immédiatement de signaler que ce faciès de gneiss fins est d'autant plus développé qu'on se trouve plus à l'W, et plus précisément sur la rive occidentale de l'Oued-el-Kebir d'El Milia. Sur la rive droite de ce fleuve, par contre, le faciès « gneiss œillé » et « granulite gneissique » tend à dominer, sinon à être exclusif.

Nous étudierons d'abord les gneiss normaux : en premier lieu, description de leurs minéraux, ensuite variations de leur assemblage minéralogique. Nous examinerons ensuite des gneiss fins aberrants, les uns à plagioclases assez basiques, les autres chargés de silicates d'alumine analogues à ceux des micacites.

A. Description des minéraux des gneiss normaux

Les gneiss fins ont un faciès qui paraîtrait, ailleurs qu'en Algérie, très banal (pl. 12, ph. 1). Ils montrent macroscopiquement des lits clairs quartzo-feldspathiques, en général épais de 1 à 3 mm,

que séparent des feuillets plus sombres, micacés, suivant lesquels se délite la roche : le mica noir en est l'élément essentiel. La foliation est toujours parfaite. Les seuls accidents sont des amandes de quartz, en général de faibles dimensions. La proportion des micas est variable dans ces roches : il en est de claires, la plupart ayant un ton gris-bleuté. Certaines sont très riches en micas : elles n'occupent cependant aucune position spéciale dans la série pétrographique. Ce sont les « micaschistes feldspatiques » de certains auteurs algériens.

Au microscope, les éléments essentiels des gneiss fins sont : quartz, plagioclase acide, biotite, souvent muscovite. Il s'y ajoute de nombreux minéraux accessoires. Nous traiterons successivement des divers minéraux.

Le quartz : taille et forme des cristaux sont très variables. L'écrasement de ces roches explique les extinctions roulantes que ce minéral présente généralement, et la texture quartzitique qu'il montre quelquefois.

Les plagioclases : il en est de même pour eux. Leur composition est assez constante. Des nombreuses plaques minces étudiées par les procédés classiques, il résulte que l'on a presque toujours de l'oligoclase. Celle-ci présente des pourcentages en anorthite compris entre 15 et 30 %, mais en général de 25 à 30 %. Il s'agit ainsi d'une *oligoclase basique*, à la rigueur d'une andésine très acide.

La transformation des plagioclases en séricite est plus ou moins avancée. Il apparaît assez clairement qu'elle est liée à l'écrasement, qui a facilité l'action des phénomènes météoriques. En particulier, cette altération se localise souvent le long des plans de clivages ou de macles.

La biotite : son allure est très variable. Tantôt répartie en lits réguliers et formant alors de longues files de lamelles, tantôt dispersée quoique alignée dans la roche. La forme est, dans ce dernier cas, celle de cristaux à sections rectangulaires, plus ou moins courts. Évidemment il existe tous les intermédiaires entre les deux dispositions. On note parfois (le fait n'est pas très fréquent) des minéraux déterminant des auréoles polychroïques.

La biotite est rarement conservée avec sa belle teinte brun foncé (suivant n_g). Elle est l'objet d'altérations, qui suivent deux processus. Le premier, le plus fréquent, est la chloritisation, une étape intermédiaire montrant une biotite verdie mais encore fortement biréfringente : finalement on aboutit à de la pennine, aux tons violacés dus à la dispersion d'axes. Le second cas correspond à la libération de produits ferrugineux, qui se placent dans les plans de clivage du mica. L'exagération d'un tel phénomène semble aboutir à la formation d'un mica blanc.

L'examen en plaque mince paraît indiquer que, le plus souvent, la chloritisation est liée à l'action atmosphérique. Dans certains cas cependant on ne peut exclure qu'elle relève d'une phase tardive de métamorphisme. Quant à la transformation de la biotite en mica blanc, elle est presque certainement due à un phénomène de rétro-morphose : une telle altération semble en effet ne jamais se produire dans les roches éruptives à biotite, post-métamorphiques, de Petite Kabylie.

En outre, nous avons noté un gneiss où le mica noir est transformé en une hydrobiotite à allure de vermiculite¹.

La muscovite : son importance est moindre. Bien que l'on rencontre des gneiss à biotite exclusive, en général la muscovite existe, mais le plus souvent en proportion limitée. Dans certains cas, il est possible qu'elle dérive entièrement du mica noir.

Cette muscovite présente des allures variées. Parfois elle est en association à bords parallèles avec la biotite, l'absence d'oxydes de fer empêchant de supposer un lien génétique entre ces deux micas. Ailleurs, la muscovite se place en travers de la foliation : elle peut alors constituer de grandes lames, dont la cristallisation est de toute évidence postérieure à celle des cristaux de biotite, qu'elle recoupe (pl. 13, ph. 2).

Les minéraux accessoires : ils sont très variés. L'apatite et le zircon sont très fréquents. Les grenats, la tourmaline verte, le sphène, le rutile se rencontrent aussi, mais leur importance paraît moindre en général.

Les filonnets de feldspath alcalin : un fait très remarquable, dans ces gneiss fins, est l'absence de feldspaths potassiques. Il existe cependant, dans un certain nombre de préparations, un chevelu microscopique d'un

1. M^{lle} S. Caillère a bien voulu donner son avis sur cette préparation.

feldspath alcalin peu réfringent; il forme des filonnets qui se poursuivent sur des longueurs appréciables, recoupant tous les autres minéraux, mais pouvant s'interrompre brusquement. Contrairement à ce que nous avons avancé (1952 d), il ne paraît pas s'agir de feldspath potassique, mais très probablement d'albite non maclée. Lorsque les filonnets s'élargissent, l'allure des cristaux élémentaires aux faces bien développées, leur disposition enchevêtrée, leur pigmentation brune, parfois aussi leurs macles polysynthétiques très floues, militent dans ce sens.

B. Classification des gneiss normaux

Elle est basée sur l'abondance relative de tel ou tel mica. Il ne semble pas possible de tirer de conséquences d'ordre sédimentologique ou pétrographique de ces légères variations autour d'un type moyen, et dont la situation dans la série paraît quelconque.

Gneiss à biotite seule : un seul exemple a pu en être mis en évidence, au NW de Texenna, près de la route Mila-Djiddjelli (Tam.; $x = 775,75$; $y = 379,4$). Le désordre des minéraux apparaît à l'œil nu. Au microscope, on distingue du quartz, assez peu abondant, et des plagioclases, plus ou moins séricitisés. Des gouttes de quartz s'observent dans les feldspaths, et inversement. Le seul mica est une biotite verte, en grosses lames disposées en tous sens, ayant exsudé une partie de son fer sous forme de produits opaques, enveloppant le mica. Des grenats, craquelés, sont assez abondants.

Gneiss à biotite presque exclusive : le premier exemple provient de l'W de Sidi-Ouchnek (S. Mer.; $x = 794,0$; $y = 369,2$). Il s'agit d'une roche claire, finement litée. Les cristaux de quartz ont une nette tendance à s'aplatir en s'alignant. Les plagioclases (oligoclase à 30 % An environ) sont en quantité sensiblement équivalente. La biotite est abondante, mais elle est répartie dans toute la roche, sans former de lits définis. Ses teintes vont du brun-rougeâtre (n_g) au jaunâtre clair (n_p). Elle englobe des cristaux d'un minéral à auréoles polychroïques. La muscovite est rare : elle est associée aux lamelles de biotite, mais ne semble pas en dériver. Les minéraux accessoires sont : de l'apatite, en prismes courts, fréquente; des zircons (?).

Cette roche a été analysée (AN. 16), et aussi un gneiss très analogue, provenant de la même région (S. Mer.; $x = 794,0$; $y = 370,1$), mais moins riche en quartz (AN. 14).

Le deuxième exemple provient de la partie orientale du Dj. Sidi-bou-Azza (S. Mer.; $x = 790,1$; $y = 370,55$). La roche possède un grain plus grossier que la précédente : les lames de mica noir, très développées entre les lits clairs, lui donnent un ton foncé. Le plagioclase est ici une oligoclase (An 20 %). Des filonnets de feldspath alcalin sillonnent la roche. La biotite est extrêmement abondante, mais elle est en grande partie chloritisée. De la tourmaline bleutée (teinte exceptionnelle dans nos roches) apparaît, en général englobée dans le mica noir. La muscovite est ici encore en faible quantité. On note aussi de l'apatite et des grenats. Cette roche a été analysée (AN. 15).

Au point de vue chimique, ces trois roches sont très comparables, surtout les deux dernières. Les alcalins sont en quantités sensiblement équivalentes. D'autre part, si la magnésie varie assez nettement, la proportion de chaux reste remarquablement constante.

Gneiss à muscovite et biotite : leur aspect macroscopique est identique à celui des précédents. Il convient d'ailleurs de noter que la biotite domine presque constamment. Le mica blanc, lui-même abondant, forme parfois de grosses lamelles, le plus souvent en travers de la foliation : elles écartent les cristaux de biotite, qui, eux, sont bien alignés.

Gneiss à muscovite prédominante : ils sont très rares, et l'abondance du mica dans la roche conduirait à les ranger dans les « micaschistes feldspathiques ». Un échantillon en provenance de Fédoulès montre de minces lits quartzo-plagioclasiques, que séparent des bandes ininterrompues de muscovite, associée à de la chlorite. Localement, des associations micropegmatitiques mica blanc-plagioclases s'observent. La signification d'une telle roche est ambiguë : il s'agit peut-être d'une leptynite.

C. Les gneiss fins aberrants

Il en est de deux sortes : des gneiss à plagioclases basiques et des gneiss à silicates alumineux.

1. — GNEISS A PLAGIOCLASES BASIQUES : ils paraissent rares; nous ne les avons mis en évidence que dans le massif du Sidi-bou-Azza. Un fait intéressant est leur richesse relative en grenats.

Un premier exemple (Tam.; $x = 785,15$; $y = 371,4$) est celui d'un gneiss très riche en biotite et dont le feldspath (andésine An 40 %) présente souvent la macle du péricline. On note, comme minéraux accessoires, de l'apatite et des zircons.

Le deuxième exemple provient de la Mat Ouled-Hacene (Tam.; $x = 787,4$; $y = 370,0$). La roche est très broyée, et ses éléments blancs ont acquis des formes arrondies. Le plagioclase est une andésine basique (An 45 % environ). Des filonnets d'albite traversent la roche. On relève deux micas, avec prédominance de la biotite. Il y a un peu de sillimanite, des zircons et de l'apatite. L'analyse de cette roche (AN. 17) confirme sa richesse en chaux (CaO : 3,51) et en alumine.

Il n'est pas impossible que les plagioclases soient des feldspaths résiduels. Ces gneiss dériveraient d'arkoses ou d'anciennes roches éruptives (?).

2. — GNEISS A SILICATES ALUMINEUX : il existe tous les intermédiaires entre ces gneiss spéciaux et les micacites décrites plus haut.

On trouve ainsi des gneiss pauvres en éléments blancs, et spécialement en feldspaths (oligoclase). La biotite en est l'élément dominant; on note aussi un peu de muscovite, de petits grenats, de nombreux « zircons » à auréole polychroïque, et de l'andalousite, rare il est vrai. La sillimanite, très abondante, forme des chevelus.

Les vrais gneiss à silicates alumineux sont essentiellement à fibrolite (pl. 12, ph. 4). Il en est aussi à cordiérite, transformée ou non.

Gneiss à sillimanite, microcline et oligoclase : un exemple excellent s'observe à la Mat Dass, près du Chabet Aïriss (S. Mer.; $x = 792,6$; $y = 371,05$). L'aspect macroscopique de cette roche est identique à celui d'un gneiss normal. En lame mince, à côté de quartz granoblastique et d'oligoclase basique, on observe de nombreux cristaux de microcline, moulant les autres éléments. La biotite est de teinte brun-rouge foncé (n_g); localement un peu de muscovite paraît en dériver. La sillimanite, abondante, forme de longs chevelus, en général allongés suivant la foliation et associés au mica noir. Il convient de remarquer la grande richesse de ce gneiss en apatite.

Gneiss à sillimanite et oligoclase : c'est le type le plus habituel. Il ne diffère du précédent que par l'absence de microcline. La sillimanite est toujours en longues fibres : plissotées dans la roche, on repère parfois leurs sections losangiques caractéristiques. La muscovite peut être abondante, mais la biotite domine toujours. Il y a des grenats. On note parfois aussi de l'andalousite. Un échantillon a été analysé (AN. 18), provenant (S. Mer.; $x = 797,65$; $y = 371,3$) du Dj. Rhiaïa. On remarque sa richesse en alumine, en fer et en potasse, sa relative pauvreté en silice, en soude et en chaux.

Gneiss à cordiérite, sillimanite et oligoclase : un seul exemple en a été reconnu avec certitude, aux environs de Belala (S. Mer.; $x = 794,2$; $y = 368,95$). Il s'agit d'un gneiss d'aspect banal, où le plagioclase (An 16 %) est plus ou moins séricitisé. Des amas informes de cordiérite sont traversés par des bandes anastomosées de produits micacés, de teinte vert pâle et de biréfringence rappelant celle de la séricite. La biotite, bien alignée, avec de nombreux « zircons » à auréoles polychroïques, est très abondante : elle voisine avec de la fibrolite. Le mica noir est parfois en voie de chloritisation.

Gneiss à pinnite et à deux micas : l'exemple choisi provient du NE du Dj. Sidi-Marouf (S. Mer.; $x = 815,4$; $y = 377,8$). La biotite y joue un très grand rôle, méritant de faire nommer la roche « micaschiste feldspathique ». Le quartz est abondant, granoblastique. Le plagioclase, quelquefois à gouttes de quartz, est une oligoclase (An 30 %); localement rare et de petite taille, il peut aussi constituer de gros cristaux et former des accumulations.

La biotite, brun-rougeâtre (n_g), montre des inclusions à auréoles polychroïques. La muscovite, fraîche et abondante, lui est associée le plus souvent : fréquemment, une même lamelle de mica montre une extrémité en biotite et l'autre incolore. Il semble y avoir dans ce cas rapport génétique, l'exsudation du fer de la biotite pouvant expliquer les amas d'oxyde ferrique, parfois encore retenu entre les clivages du mica noir. Ailleurs, la muscovite forme des cristaux nets, obliques à la foliation. On la trouve aussi sous forme de minuscules lamelles. Localement, on relève une association péciloblastique quartz-muscovite, l'ensemble revêtant la forme du cristal de mica.

L'originalité de la roche consiste en l'existence d'innombrables taches vert pâle, sans formes bien définies, paraissant englober les autres minéraux et en particulier la biotite. Il s'agit vraisemblablement de cordiérite en voie de transformation en pinnite : elle montre déjà des produits sériciteux localisés à la périphérie de ces taches, ou formant à leur intérieur un réseau complexe de « filonnets ».

D. Conclusions

Ainsi les gneiss fins normaux résultent du métamorphisme poussé d'une série schisteuse banale. On remarquera l'absence presque absolue d'effets directs de la métasomatose potassique expliquant la genèse des gneiss œillés. Malgré tout, la composition chimique des gneiss fins traduit le parfait équilibre existant dans les proportions de la soude et de la potasse.

D'intéressants processus de rétro-morphose ont affecté ces roches : transformations de la biotite (en particulier décoloration par expulsion de son fer), imprégnation par une solution albitique envoyant de très minces filonnets...

Les singularités minéralogiques dans les gneiss fins sont assez exceptionnelles. Elles peuvent être pour la plupart mises sur le compte de la constitution chimique initiale des roches sédimentaires transformées : gneiss à plagioclases basiques (ex-niveaux à feldspaths « résiduels »?), gneiss à silicates d'alumine (ex-passées riches en Al). On ne saurait toutefois exclure de simples caprices dans l'action métamorphique, à un niveau quelconque de la série.

3. — LES INTERCALATIONS DANS LES GNEISS

Au sein de la série schisteuse banale dont le métamorphisme a fait les actuels gneiss, existaient des lits de constitution spéciale dont les transformations n'ont pas complètement effacé les caractères originels. Il s'agit de niveaux détritiques (grès et arkoses), de couches carbonatées (essentiellement calcaires) et, plus rarement, de roches éruptives interstratifiées.

A. Les anciennes roches détritiques

Les niveaux riches en silice ne sont exceptionnels ni dans les gneiss fins ni dans les gneiss œillés.

Il existe aussi de vrais niveaux siliceux à allure de phanites, de couleur noire. Le grain en est très variable : on passe ainsi des microquartzites (grains de l'ordre de 40 μ) aux quartzites normaux. En général, les quartz, très broyés, possèdent des extinctions très roulantes. La tourmaline verte joue dans ces roches un rôle notable. La foliation est soulignée par de la muscovite, avec parfois de la biotite plus ou moins chloritisée. Le sphène et l'apatite ne sont pas exceptionnels. La matière noire, ferrugineuse (souvent magnétite), se dispose, dans certains cas, en ébauchant les « planchers » de structures micro-stylolitiques. Parfois, on relève des lits riches en plagioclases séricitisés.

Les gneiss œillés de l'E du Dj. Sidi-bou-Azza comportent des assises détritiques aux faciès spéciaux : ainsi un quartzite blanc, très riche en muscovite, finement schistosé, que l'on trouve sur la crête entre le Dj. es-Smaa et la cote 1495 (pl. 12, ph. 2). Il montre au microscope de grandes plages de quartz engrené, de larges bandes de muscovite en longues lamelles, et accessoirement des lits très riches en *tourmaline verte*. Celle-ci est identique comme disposition à celle des tourmalinites décrites ailleurs. Du rutile, assez abondant, lui est associé.

Avec plus de doutes, nous rattacherons à une ancienne arkose, une roche à faciès de quartzite, visible non loin de la précédente et elle aussi en plein gneiss œillés (S. Mer.; x = 791,4; y = 370,9). En lame mince, on observe du quartz et de l'oligoclase (An 20 à 25 %), l'un et l'autre abondants, aux formes arrondies ou ovales. Autour de ces « grains » s'insinue une chlorite verte, qui a pu constituer le ciment phylliteux de la roche. On trouve aussi quelquefois du microcline et exceptionnellement d'autres minéraux (apatite, etc...).

B. Les anciennes roches carbonatées

Nous examinerons successivement les cipolins, les para-amphibolites, puis les contacts entre cipolins et amphibolites d'une part, entre cipolins et gneiss, de l'autre.

LES CIPOLINS BLANCS

Ils sont d'allure et de constitution assez constantes. Leur position dans la série pétrographique varie légèrement : vers l'W (Sidi-bou-Azza), ils sont situés à la limite gneiss-micaschistes; vers l'E (Dj. Frour), on les trouve quelques centaines de mètres plus bas.

Les cipolins sont intercalés dans les gneiss fins; on n'en trouve pratiquement jamais dans les gneiss coëllés. Leur allure est celle de lentilles, plus ou moins importantes, souvent aux bords brutalement tranchés (fig. 13). Il peut s'agir d'une disposition lenticulaire originelle, mais on ne peut pas exclure les caprices de la métasomatose agissant sur des sédiments plus argileux ou plus marneux passant latéralement au calcaire massif.

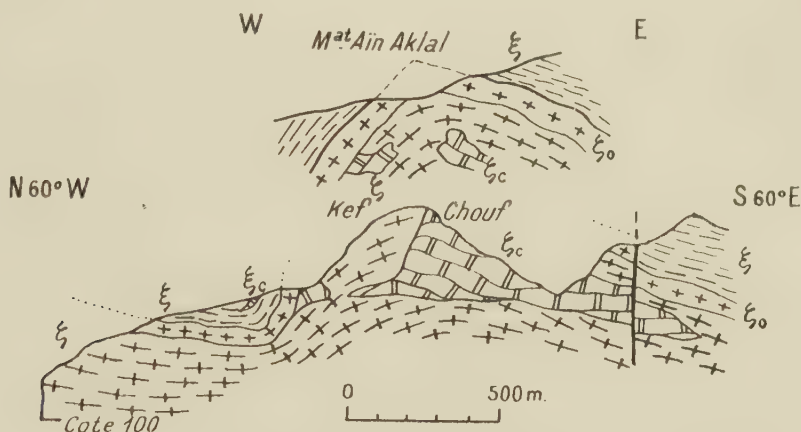


FIG. 13. — Situation des cipolins dans le complexe gneissique, au Kef Chouf.

ξ, gneiss fins; ξo, gneiss coëllés; ξc, cipolins dans les gneiss; ξ, micaschistes; ξc, cipolins dans les micaschistes.

Macroscopiquement, ces calcaires sont très blancs, de grain saccharoïde, avec de petites taches sombres de graphite, etc...

Au microscope, un échantillon provenant du marabout Ras-Allaouah (SE de Texenna) présente : calcite, quartz, phlogopite, apatite. La calcite, en cristaux de l'ordre du mm, forme presque toute la roche et cristallise en tous sens. Le quartz, à texture engrenée, est en petits amas dispersés. La phlogopite montre des lames diversement orientées, peu nombreuses et de petite taille. On note encore de gros cristaux d'apatite; des amas noirs ellipsoïdaux sont formés essentiellement de rutile avec des baguettes de mica et de quartz poecilitique. Il y a aussi du graphite.

Un autre exemple provient du SE de Chekfa. La calcite, de grain beaucoup plus fin (de l'ordre de 50 μ), est aplatie suivant la foliation. Outre les précédents minéraux, il y a de l'épidote.

LES PARA-AMPHIBOLITES

On les trouve associées aux cipolins, soit en petits amas non cartographiables, soit en véritables bancs passant latéralement aux calcaires. On en rencontre fréquemment dans le massif du Sidi-bou-Azza.

Un bon exemple en est fourni au SE du marabout Ras-Allaouah. Les constituants en sont :

hornblende verte, augite, andésine, ilménite. L'*augite*, un peu moins abondante que l'amphibole, a tendance à s'accumuler par places. On note aussi de la calcite, soit en cristaux isolés, soit en filonnets, soit résultant de l'altération du feldspath. Ce dernier (*andésine basique* : An 40-45 %) forme la moitié de la roche. Rarement intact, il est très souvent séricitisé, cette altération se produisant de manière très désordonnée. De très nombreux amas d'*ilménite* présentent une belle couronne de leucoxène. Il existe aussi du sphène en grains isolés et de nombreux cristaux d'apatite.

Des filonnets de calcite et de prehnite traversent la roche.

On trouve aussi des amphibolites au voisinage mais non au contact immédiat des cipolins : elles paraissent cependant représenter d'anciens lits calcaireux.

Il convient de citer deux *exemples plus problématiques*. C'est d'abord une lentille d'amphibolite située au sein des cipolins, à l'E immédiat du lieu « El Betouma », au N de Sidi-Ouchnek. La roche est dure, d'un noir verdâtre. Son grain est très fin par rapport à celui de la plupart des autres amphibolites. Les particularités de cette roche sont :

- l'abondance des plagioclases (*andésine basique* : An 50 %) qui forment la moitié de la roche;
- la disposition entrecroisée que revêtent les feldspaths et la hornblende;
- la présence en quantité notable de mica noir.

La position de cette roche au milieu des calcaires milite en faveur d'une origine *para*, mais on ne peut totalement écarter l'hypothèse d'une ortho-amphibolite.

Le deuxième cas aberrant est celui d'une roche de couleur vert clair, recueillie dans les éboulis au SE du marabout de Sidi-bou-Azza, et provenant sans nul doute du voisinage des cipolins.

Au microscope, cette roche montre l'association d'une amphibole presque incolore (trémolite), dont l'orientation des fibres souligne la foliation, et d'un diopside à structure pœciloblastique, un peu moins abondant. En outre, un peu de calcite et surtout de l'olivine, fréquemment serpentinisée, s'insinuent entre les cristaux d'amphibole. On note encore de nombreux amas, informes, de pyrite, et de minces filets secondaires, transverses, de serpentine. On a ainsi affaire à une *amphibolo-pyroxénite à périclote*.

On peut souligner la présence du périclote, probablement très magnésien, de cette roche. Il est possible qu'on se trouve en présence d'une ancienne marne dolomitique, « frangeant » le cipolin, pratiquement sans magnésie, du Sidi-bou-Azza. L'analyse (AN. 20) confirme cette hypothèse : on trouve en effet 22,99 % de MgO, 14,05 % de CaO, et évidemment très peu de fer.

LA TRANSITION CIPOLINS-AMPHIBOLITES

On la saisit parfaitement le long de l'O. Amoula, au SW de la Mat Aïdala. D'un côté, le cipolin blanc habituel; de l'autre, une actinotite, à longues fibres en éventail, avec quelques gros cristaux de phlogopite et de la pyrite. La transition entre les deux roches se fait en 1 ou 2 cm. On observe ainsi du cipolin vers l'amphibolite :

- a) le cipolin : il montre de grands éléments de calcite, avec des « boules » d'anorthite, quelques cristaux d'actinote et d'un sphène dont les tons vont du jaune-brun au jaune-rosé;
- b) la calcite se raréfie ensuite, à l'inverse de l'anorthite. L'amphibole englobe pœcilitiquement de l'actinote. On voit aussi des scapolites englobés par des plagioclases;
- c) on trouve au delà une zone riche en zoïsite;
- d) enfin l'amphibole, d'abord associée à de la zoïsite, devient presque exclusive; le sphène est très abondant.

LA TRANSITION CIPOLINS-GNEISS

En général, on observe une zone broyée entre ces deux formations, sous forme d'une purée feldspathique brunâtre, impossible à déterminer, prenant le faciès de micaschistes¹. Cependant, dans le massif du Dj. Frou, non loin au NE de l'Ain Barouk, le contact entre les cipolins et les gneiss œillés se fait par une roche quartzeuse, compacte, de couleur noirâtre.

1. Ce broyage semble résulter de la disharmonie entre les deux formations. On ne peut préciser son âge,

Au microscope (pl. 12, fig. 3), le quartz apparaît presque comme le seul minéral. Ses cristaux, de taille très variable, montrent toujours trace d'écrasement. Des grenats incolores (spessartine?), de petite taille (les plus gros ont à peine 100 μ de diamètre), sont disposés en files, nombreuses et intensément plissotées. Ces grenats forment parfois une part notable de la roche.

Le point le plus intéressant est la transformation du grenat en phyllites. On observe tous les termes de passage entre le grenat intact et la séricite. La forme extérieure n'est souvent pas modifiée par cette transformation. Parfois cependant les anciens cristaux de grenat ne sont plus reconnaissables : on ne distingue plus qu'une masse micacée informe.

Cette curieuse roche comporte en outre quelques paillettes de biotite et beaucoup de limonite. On peut ébaucher une comparaison avec la « grenatite » de Grande Kabylie figurée par J. Thiébaud (1951, pl. XIX, ph. 2).

C. Les anciennes roches éruptives

Les roches neutres ou basiques sont assez fréquentes et offrent des modalités variées : schistes à albite, ouralite et microcline; amphibolites plagioclasiques à structure entrecroisée; hornblendites; amphibolites à hornblende brune. Nous examinerons plus loin des leptynites, pour lesquelles on peut envisager une ancienne nature de roches éruptives acides.

1. ROCHES NEUTRES ET BASIQUES

SCHISTES A ALBITE, OURALITE ET MICROCLINE

Un cas remarquable est offert par une roche compacte, verdâtre, d'aspect très altéré, interstratifiée à la base des gneiss œillés, dans la région du Bordj de Chahna, au SE du Koudiat Ennador (S. Mer.; x = 790,8; y = 376,0).

La roche montre normalement une constitution d'épisyénite¹ : des cristaux grenus d'albite, de teinte brunâtre sale; de l'ouralite, à structure poecilitique; de la chlorite (pennine à tons de dispersion bleus ou noirs) qui dérive nettement de l'amphibole et imprègne la roche; de l'épidote et du leucoxène, très abondants, la première formant de larges traînées vertes. L'apatite est fréquente.

S'ajoutant à cet ensemble, on relève des petits cristaux très frais de microcline. Du quartz forme des amas ou des filonnets, à structure micrographique, souvent au voisinage du feldspath potassique. On peut imaginer que le microcline et la silice sont dus à une injection tardive, probablement liée à la migmatisation qui a donné naissance aux gneiss œillés voisins. On peut penser que l'albitisation des plagioclases a eu lieu, dans un domaine épimétamorphique, avant la migmatisation. Le microcline, très frais, ne montre en effet aucune tendance à se charger d'albite.

Sous l'influence des agents atmosphériques, cette roche se décompose et sa schistosité s'accroît. L'ouralite est alors transformée en chlorite et calcite.

AMPHIBOLITES PLAGIOCLASIQUES A STRUCTURE ENTRECROISÉE

Deux roches paraissant avoir conservé des traces de leur primitive structure ignée ont été rencontrées vers le sommet des gneiss fins.

Premier cas : la roche, récoltée dans un éboulis sur la pente méridionale du Dj. Frour (S. Mer.; x = 805,3; y = 373,4), possède des lits alternativement verts et blancs, parfois très plissotés. On observe au microscope (pl. 13, ph. 3) : plagioclase basique (labrador?), hornblende, quartz, zoïsite, ilménite, biotite.

Le plagioclase se localise en certains lits : ses éléments, souvent très fins, peuvent être intensément broyés (extinctions roulantes). L'amphibole, de teinte vert-bleuâtre (suivant n_g) est disposée en touffes

1. Au sens de A. Lacroix.

rayonnantes : la taille des cristaux ne paraît pas dépasser 1 mm. Le quartz est surtout en larges veinules certainement secondaires, mais d'autres cristaux, isolés entre les feldspaths, sont vraisemblablement primaires.

L'ilménite forme souvent de minces baguettes noires, très légèrement transformées en leucoxène à leur pourtour. La zoïsité montre de nombreux cristaux, de taille variable. La biotite se présente en fines lamelles, parfois avec de belles teintes brunes; quelquefois elle exsude son fer, sous forme de filets d'oxydes ferriques dans la roche.

En résumé, les constituants de cette roche à amphibole et plagioclase sont ceux d'une roche éruptive mésocrate. La disposition de la hornblende en touffes est peut-être originelle. Les effets du métamorphisme sur cette roche se traduisent essentiellement par le développement d'une foliation, peut-être aussi par la naissance de biotite orientée et par l'enrichissement en soude de l'amphibole (?).

Second cas : Il s'agit d'une roche grisâtre, intercalée vers le sommet des gneiss, aux environs de la Mat Zoulane (au SE de la cote 792). Les éléments en sont : plagioclase, quartz, ouralite, biotite, chlorite, leucoxène...

Le fond feldspathique est fortement séricitisé : il semble que le plagioclase soit une oligoclase basique (An 30 % env.). Quelques cristaux arrondis de quartz apparaissent aussi. L'amphibole, très abondante, est une ouralite verte. Sa disposition initiale entrecroisée est presque totalement masquée par un alignement secondaire. Cette ouralite, parfois chloritisée (pennine à tons de dispersion violacés), est intriquée avec de la biotite, très abondante, parfois fraîche, parfois elle aussi chloritisée. D'importants amas de fer titané sont totalement transformés en leucoxène. D'assez gros prismes d'apatite apparaissent aussi.

Des filonnets d'albite, de calcite ou de chlorite traversent la roche.

En résumé, cette roche complexe peut représenter une ancienne roche mésocrate à biotite, comme nous en rencontrerons dans les micaschistes des Beni-Afeur. Mais on ne peut écarter la possibilité que la biotite dérive de l'amphibole, résultant elle-même de la transformation d'un ancien pyroxène.

HORNBLENDITES

On remarque au NE de Texenna (N de la cote 771) d'importantes intercalations d'une roche amphibolique vert-foncé, compacte, interstratifiée dans des gneiss injectés d'amandes granitoïdes.

Cette roche montre de grands cristaux d'amphibole, en disposition entrecroisée, de longueur moyenne oscillant autour de 1 cm. Il s'agit d'une hornblende verte assez peu pléochroïque. La présence occasionnelle d'une augite verdâtre n'est pas exclue (la roche ne permet pas, à cause de sa fragilité, de bonnes préparations). Quelques rares cristaux de magnétite sont aussi visibles.

Ces roches peuvent dériver de diallagites, par ouralitiséation du pyroxène (Lacroix, 1917). En Grande Kabylie, J. Thiébaud a décrit de telles diallagites interstratifiées dans ses « gneiss œillés hololeucocrates ». De telles roches sont actuellement dépourvues de feldspaths. La roche originelle a pu cependant en posséder : comme l'indique Lacroix « les réarrangements moléculaires ont fait passer à l'état potentiel dans les amphiboles la petite quantité de plagioclases exprimée dans la roche éruptive ».

Une hornblendite à grain fin, provenant du lambeau de recouvrement de Bordj-el-Rhorf (SW de Texenna) présente une certaine schistosité. De surcroît, l'amphibole verte n'est pas exclusive. On note de rares lits riches en albite, en clinocllore et même en ilménite, partiellement transformée en leucoxène. La présence d'un peu d'albite dans cette hornblendite doit être soulignée : elle peut être attribuée à une métasomatose tardive.

AMPHIBOLITES A HORNBLLENDE BRUNE

Parmi les affleurements d'amphibolites s.s. (toutes au sein des gneiss), certains sont liés aux cipo-

lins ou situés à leur proche voisinage. Ces roches doivent résulter, avec plus ou moins de certitude, du métamorphisme de roches calcaires; nous les avons décrits plus haut.

Il en est d'autres que l'on trouve en véritables lits, assez minces, interstratifiés dans les gneiss, en l'absence totale de calcaires (cipolins) à leur voisinage. On peut donc envisager comme possible, pour ces dernières amphibolites, une origine éruptive. Ces roches sont surtout fréquentes aux environs de Texenna, c'est-à-dire au niveau du laccolite de roches vertes dans les micaschistes, qui sera décrit plus loin.

Ces amphibolites sont compactes, en dépit de l'alignement plus ou moins marqué des minéraux. Leur teinte est foncée, noire ou noir-verdâtre. En plaque mince, on observe comme minéraux : hornblende, augite, andésine, ilménite, apatite.

L'amphibole forme au moins la moitié de la roche : c'est une hornblende brune. Il s'y ajoute en général de l'augite en plus petits éléments. Le feldspath peut former la moitié de la roche, mais aussi se montrer beaucoup plus rare : il s'agit d'andésine (An 40 %), un peu séricitisée. L'ilménite, avec des franges de leucoxène, est constamment présente. Il en est de même pour l'apatite. Il faut, en outre, noter la présence occasionnelle de veinules microscopiques d'albite en travers de la foliation.

On peut distinguer, parmi les ortho-amphibolites, des roches avec ou sans feldspath, avec ou sans pyroxène. La présence de hornblende brune, que l'on peut suspecter être ferrique, est à souligner particulièrement : nous avons dit que les para-amphibolites certaines avaient une amphibole verte.

Une de ces amphibolites, à plagioclase rare et à augite peu abondante, a été analysée (AN.21). On remarquera sa richesse en FeO (11,15), qui caractériserait les ortho-amphibolites (LAPADU-HARGUES, 1953); mais les proportions de chaux (12,65) et de magnésie (12,00) sont très fortes pour de telles roches. Un certain doute plane donc.

Les amphibolites citées par les auteurs dans les gneiss de Grande Kabylie (ROYER, 1937 c, p. 20-21; THIÉBAUT, 1951, p. 112), de Petite Kabylie (ROUBAULT, 1934, p. 82-87) ou de l'Edough (BOLFA, HILLY..., 1952, p. 68-70), sont partout considérées comme des para-amphibolites. Leur hornblende est d'ailleurs constamment *verte*.

2. ROCHES ÉRUPTIVES ACIDES

Nous désignons sous le nom de leptynites des roches claires, pauvres en éléments ferro-magnésiens, que l'on distingue mal des gneiss dans lesquels elles sont interstratifiées. Ces roches montrent typiquement de tout petits yeux feldspathiques (pl. 15, ph. 3 et 4). Elles sont fréquentes dans le massif du Sidi-bou-Azza. Nous estimons qu'elles peuvent dériver du métamorphisme d'anciennes roches éruptives acides.

En lame mince, le fond de ces roches est constitué (pl. 15, ph. 5) par une association finement intriquée de quartz et d'orthose; dans certains cas, ces deux éléments se répartissent dans des lits parallèles, offrant une allure rubanée en plaque mince (boudinage des cristaux initiaux). Il arrive que l'orthose soit albitisée.

Les « yeux » de ces leptynites, typiquement allongés selon la foliation, sont de dimensions variées : ils ne dépassent jamais 0,5 cm. Mis à part certains « yeux » de quartz, assez rares, ces porphyroblastes, monocristallins, sont formés de feldspaths. Typiquement il s'agit d'orthose, assez faiblement perthitisée, parfois albitisée de la périphérie vers le centre. Cette transformation est accompagnée d'un « brunissement » du cristal. D'autres « yeux » sont en plagioclases : exceptionnellement andésine (An 45 à 50 %), plus souvent oligoclase (jusqu'à An 10 %). Ces porphyroblastes sont fréquemment séricitisés.

Comme dans les gneiss environnants, on constate, dans les leptynites, les phénomènes suivants :

présence de gouttes de quartz dans les porphyroblastes de feldspath, filets d'albite en travers de la foliation...

Mais il est des caractères qui paraissent spécifiques des leptynites. Il y a par exemple corrosion périphérique des gros cristaux de feldspaths. Parfois aussi, le feldspath est bordé à l'extérieur par des croûtes de myrmékite. Ailleurs le quartz pénètre en veinules au cœur des phénoblastes. Enfin, dans un grand nombre de cas, le quartz forme, au sein du feldspath, de petites inclusions, alignées parallèlement entre elles et indépendantes de la foliation de la roche : les formes les plus usuelles de ces inclusions sont celles de larmes, ou, ailleurs, de minuscules aiguilles.

Ces leptynites comportent un peu de *mica*. La biotite et la muscovite coexistent constamment; leurs lamelles sont souvent étroitement accolées. Le mica noir subit souvent un début de chloritisation.

On trouve aussi des *minéraux accessoires*. L'apatite et le grenat sont très fréquents. Une lame mince montre de l'épidote, probablement primaire, en menus cristaux dans le lit de la roche. Une autre présente, voisinant avec les deux micas, du disthène en petites plaquettes; parfois ce minéral, très abondant, forme de petites amygdales; il s'y ajoute des grenats de couleur claire, souvent corrodés par le quartz, de la tourmaline et du zircon.

C'est une roche très différente que nous avons recueillie dans le lit de l'oued de la Mat Dass (S. Mer.; $x = 793,3$; $y = 371,4$). Il s'agit d'un niveau leucocrate, d'assez gros grain, intercalé dans les gneiss fins. La roche est remarquablement fraîche et exempte de phénomènes d'écrasement.

La structure est grenue (pl. 16, ph. 2). Le quartz forme la moitié de la roche. A côté de lui, on voit du microcline et de l'albite, en cristaux bien développés. Les éléments colorés sont rares : un peu de biotite brun foncé (n_g), en lamelles courtes assez bien alignées; de la muscovite en très petites paillettes; quelques minéraux à auréoles, dans le mica noir, etc...

Si l'on met à part le mica, la roche n'est pas orientée. Elle ne peut, de ce fait, être rapprochée d'aucun gneiss normal. La présence de feldspaths alcalins en cristaux bien développés suggère que nous sommes en présence d'une ancienne roche granitoïde. L'analogie de structure entre cette « leptynite » et certaines roches décrites dans le Massif central français (ROQUES, 1941), en particulier des niveaux situés sur la route Brive-Tulle, dans la vallée de la Corrèze, apparaît comme assez remarquable.

D. Conclusions

Ainsi la série gneissique, grâce à des niveaux spéciaux, laisse deviner les linéaments d'une ancienne stratigraphie.

Les anciens lits détritiques (grès et arkoses) ne sont guère reconnaissables sur le terrain par rapport aux gneiss environnants. Leur position paraît quelconque. Rappelons toutefois l'hypothèse qui ferait des gneiss œillés, le plus souvent sommet de la série gneissique, les témoins d'une barre déritique primitive. Cependant les couches incontestablement gréseuses n'ont pas été très modifiées, mis à part leur enrichissement sensible en tourmaline.

Les intercalations carbonatées sont quelquefois massives. La pureté de la plupart de ces calcaires, pour lesquels nous proposerons plus loin un âge cambrien, explique la pauvreté de ces cipolins blancs en silicates de métamorphisme. L'entour plus marneux ou plus dolomitique de ces roches a pu donner naissance à des para-amphibolites.

Évidemment les roches éruptives sont d'un moindre secours. Il s'agit d'abord de roches assez basiques, surtout d'amphibolites : les unes banales, avec plus ou moins de plagioclases et de pyroxènes, mais toujours à hornblende brune, les autres uniquement formées de cette amphibole, d'autres enfin dont la structure entrecroisée peut justement traduire l'ancien état. Quant aux leptynites qui nous

ont ensuite occupé et dont il sera plus longuement question à propos du complexe des micaschistes, leur origine est évidemment hypothétique. Nous pensons cependant qu'il peut s'agir, en général, d'anciens filons-couches ou de vieilles coulées de roches rhyolitiques.

4. — LES ROCHES GRANITOÏDES LIÉES AU COMPLEXE GNEISSIQUE

Au point de vue des *conditions de gisement*, ces roches se présentent, soit en amandes interstratifiées, en général de taille assez modeste, soit, plus rarement, en masses plus ou moins considérables disposées obliquement à la foliation. Essentiellement, ces roches granitoïdes¹ sont observables dans les gneiss : c'est le cas dans la partie de la région étudiée située à l'W de l'O. el-Kebir d'El Milia. A l'E de ce fleuve, on en trouve jusque dans la base des micaschistes (ici des schistes satinés).

Le *grain* de ces roches est variable. Elles sont en général grossièrement grenues. Les types pegmatitiques ne sont pas exceptionnels; ils montrent souvent de gros cristaux de tourmaline noire (ce type est très répandu au N d'El Milia). Localement, on arrive à des types à grain fin, à tendance aplitique.

La *composition minéralogique* de ces roches est éminemment variable. On peut, suivant ce critère, distinguer trois catégories principales, que nous étudierons successivement :

- les roches granitoïdes à feldspaths potassiques et plagioclases,
- les roches granitoïdes à seuls plagioclases,
- les roches granitoïdes sans feldspaths (greisens).

Nous traiterons enfin des roches granitoïdes dans les cipolins, et des modifications observables à leur contact.

A. LES ROCHES A MICROCLINE

Le quartz, toujours très abondant, montre parfois des flots de plagioclases en son sein. Le microcline forme des cristaux de grande taille, admettant des inclusions de plagioclase, séricitisé au centre, inaltéré parfois à la périphérie. Dans certains cas, ce microcline est parcouru par un fin lacs de filonets de quartz.

Le plagioclase paraît être dans la plupart des cas une oligoclase très acide, partiellement séricitisée, parfois avec antiperthites de feldspath potassique.

Le mica est une biotite titanifère, exsudant parfois son fer et son titane (rutile). On arrive ainsi souvent à du mica blanc. Cette transformation peut être totale (elle est alors marquée par les produits expulsés) ou seulement partielle : dans ce dernier cas, la biotite résiduelle subit une chloritisation tardive, plus ou moins poussée. La muscovite forme parfois, avec le plagioclase, des associations micropegmatitiques.

Certaines de ces roches granitoïdes à microcline ne comportent plus de micas. L'une d'elles, provenant de la région de Texenna (Tam.; $x = 777,4$; $y = 377,6$) a été analysée (AN. 24). Il est intéressant de remarquer la proportion relative des alcalins : $Na = 4,25$ et $K = 1,63$. La richesse en soude du microcline est donc évidente.

Une roche un peu spéciale nous est apparue liée aux gneiss œillés terminant le complexe gneissique de la région des Beni-Ftah (El Mil.; $x = 806,7$; $y = 388,8$). Il s'agit d'une pegmatite à albite pure, très abondante mais en petits cristaux, et à microcline en gros cristaux. Le quartz paraît moins abondant que les feldspaths. Le mica est une muscovite, primaire de toute évidence.

1. Nous groupons sous ce terme de « roches granitoïdes » des types toujours quartzeux, en général grenus, mais où les feldspaths sont quelconques. Ce sont des roches « à faciès granitique ».

Il convient aussi de signaler le cas de roches granitoïdes qui, sur la route nationale à l'E d'El Milia, se montrent plus ou moins interstratifiées dans les schistes à séricite, non loin il est vrai au-dessus du toit des « gneiss ». Ces roches sont très écrasées, et leur structure originelle est brouillée. Seuls les minéraux élémentaires peuvent être cités. Le quartz domine, sans aucun doute, mais il est intensément broyé. Parmi les feldspaths, c'est un microcline à macles nettes qui est le mieux représenté, bien que l'on trouve aussi un peu d'albite. Une muscovite, assez peu abondante, forme des lames bien développées. On trouve en outre des agrégats chloriteux, dérivant d'un ferro-magnésien qui fut peut-être de la biotite. Parmi les minéraux accessoires, l'apatite joue un certain rôle.

On constate par cet exemple que les roches granitoïdes ne sont pas obligatoirement au sein de séries feldspathiques gneissiques, mais qu'on les rencontre plus haut, jusque dans les schistes à séricite, sans pour cela que leur composition minéralogique subisse de changements sensibles : le microcline jouant toujours un rôle très important.

B. LES ROCHES A SEULS PLAGIOCLASES

Ce sont des diorites quartziques, de types extrêmement variés. Le quartz peut être, par rapport aux plagioclases, plus ou moins abondant. Le feldspath est parfois une oligoclase assez basique (jusqu'à An 20 %), parfois parcourue de filets d'albite; ailleurs, une albite presque pure. Le mica est quelquefois une biotite chloritisée, ayant éliminé ses produits titanés, parfois une muscovite fraîche, en gros éléments. Dans un cas, au Dj. Frouur, nous avons noté des grenats ayant jusqu'à 4 mm de diamètre.

Un cas très spécial est celui d'une roche à grain fin, schistosée, méritant le nom de « granulite gneissique ». Elle a été recueillie dans la klippe de Bordj-el-Rhorf, au SW de Texenna (Tam.; $x = 773,7$; $y = 376,7$).

En lame mince, on constate que cette roche est intensément broyée. Le feldspath est une albite presque pure. Le quartz domine largement. La muscovite forme de grandes lames diversement orientées. Il y a enfin des cristaux assez volumineux, abondants, d'une tourmaline bleue, lithinifère (indigolite). On relève enfin la présence d'une apatite bleuâtre, probablement manganésifère.

C. LES GREISENS

Ils sont fréquents dans certaines régions. Ils comportent des minéraux spéciaux. Ainsi, une roche venant du NE du col de Fédoulès montre, dans un fond de quartz, d'abondantes lamelles de mica blanc dont la taille atteint quelques mm, et des grenats ferrifères assez gros, formant avec le quartz des associations pœcilitiques. Une zoïsite (?) probablement ferrique joue un rôle important : elle apparaît essentiellement sous forme de petites fibres liées au mica blanc, en particulier dans les clivages de ce dernier.

Cette curieuse roche a été analysée (AN. 25). L'abondance de la muscovite explique la richesse relative en K_2O (3,05).

D. LES ROCHES GRANITOÏDES DANS LES CIPOLINS

Elles ne diffèrent en rien de celles décrites dans les gneiss.

L'une de ces amandes granitoïdes, dont le diamètre n'atteint que 5 cm, nous est apparue complètement isolée dans le calcaire¹; sur une partie de son pourtour, elle est séparée du cipolin par un liseré de quartz (2 à 4 mm).

1. Un cas analogue a été décrit en Grande Kabylie (J. THIÉBAUT, 1949).

Une lame mince, recoupant la zone de contact entre le cipolin et la roche silicatée, montre de l'extérieur à l'intérieur :

— le cipolin normal : il est formé de calcite, en cristaux assez gros ($200\ \mu$) cristallisant suivant une direction privilégiée. Des lamelles d'un mica d'une couleur ambrée à l'œil nu, incolore en plaque mince, et qui paraît être de la phlogopite, s'observent parfois. De nombreux petits granules de quartz, quelques cristaux de sphène, de nombreuses mouchetures de graphite, de la pyrite souvent oxydée, complètent la physionomie de cette roche;

— à l'intérieur, sur 4 à 6 mm d'épaisseur, le cipolin montre un grain plus fin ($50\text{ à }100\ \mu$). Quelques grands cristaux de phlogopite y sont visibles. Du sphène, très polychroïque dans les teintes jaune-rouge, forme des cristaux oblongs de grande taille. On trouve encore quelques cristaux de zoïsite à couleurs d'interférence bleu-violacé (zoïsite non ferrière?), de très rares cristaux d'orthose (?) à inclusions de quartz et d'un plagioclase extrêmement basique;

— une zone riche en fer, pratiquement sans épaisseur, où l'on note parfois de très gros cristaux d'un mica noir aux teintes très claires (jusqu'à 0,5 cm). En lumière naturelle, il montre un pléochroïsme net : jaune-brun clair suivant n_g , incolore suivant n_p ;

— une zone large d'environ 1 cm, riche en zoïsite en cristaux de l'ordre de 1 mm : tantôt en plages de forme capricieuse, aux teintes d'interférence violacées (quelquefois seulement au centre, la périphérie étant jaune-verdâtre); tantôt en baguettes allongées; parfois aussi en gerbes, restant noires ou grises en lumière polarisée. De la calcite secondaire cicatrise des fissures de ces cristaux. On note encore quelques lames d'un mica totalement incolore (phlogopite?);

— insensiblement, on arrive vers le centre du nodule silicaté. Il est essentiellement constitué d'un plagioclase très basique, qui forme, dans la portion la plus interne de la zone précédente, le support des zoïsites. Le long de ses clivages, de ses fissures, et surtout à la jonction de plusieurs de ces plans, le feldspath est puissamment séricitisé. Beaucoup de calcite et un peu de quartz s'insinuent entre les cristaux;

— enfin, au centre du nodule, un gros cristal de microcline montre en son sein quelques plages de quartz.

E. CONCLUSIONS

Les roches granitoïdes formant des amas dans le complexe gneissique, soit parallèlement à la foliation, soit obliquement à celle-ci, possèdent donc des compositions et des assemblages minéralogiques très variés, qui semblent indépendants de la zonalité cristallophyllienne (mais nos documents sont en trop petit nombre pour conclure avec certitude).

La migration des éléments chimiques constituant ces roches est vraisemblablement à mettre en rapport avec le phénomène général de migmatisation, et, particulièrement pour les roches à feldspath potassique, avec la genèse des gneiss œillés.

CHAPITRE IV

LE CRISTALLOPHYLLIEN

COMPLEXE DES MICASCHISTES

La description pétrographique du complexe des micaschistes comportera successivement :

— L'étude propre de ces schistes en suivant l'ordre de métamorphisme décroissant, leurs rapports pétrographiques avec les gneiss sous-jacents, et les roches singulières qui les accompagnent, comme les tourmalinites.

— La description des roches d'origine vraisemblablement éruptive, qui sont intercalées dans les micaschistes ou les recoupent : roches acides d'abord, roches neutres et basiques ensuite, roches ultra-basiques (serpentes) enfin.

— L'examen des intercalations détritiques ou carbonatées qui, au sein de la série schisteuse, constituent d'intéressants repères.

Rappelons que les tableaux d'analyses chimiques sont groupés à la fin du chapitre V (p. 107-111).

1. — SÉRIE NORMALE DES MICASCHISTES

Ils forment d'immenses étendues dans la région étudiée. Ils peuvent totaliser 2 km d'épaisseur. Sur le terrain, il est impossible de différencier cartographiquement les micaschistes à biotite et muscovite et les micaschistes à chlorite et à muscovite (ou séricite). Il convient dès maintenant de préciser que nous attachons un sens strict à ce terme de micaschistes : schistes cristallins à quartz et phyllites, entièrement ou presque entièrement dénués de feldspaths de métamorphisme (et, dans ce dernier cas, à feldspaths microscopiques).

Nous examinerons successivement :

- les micaschistes faisant transition avec les gneiss,
- les tourmalinites, roches situées vers la base des micaschistes,
- les micaschistes à biotite et muscovite,
- les micaschistes sans mica noir.

A. Transition entre gneiss et micaschistes

Les micaschistes reposent, suivant les régions, soit sur les gneiss fins soit sur les gneiss œillés. En règle générale, le contact est très brutal dans le deuxième cas, alors qu'il est plus progressif dans le premier. Cependant, sur la piste au N du Bordj du Sidi-Marouf, entre les gneiss œillés et les micaschistes dénués de feldspath, s'intercalent environ 50 m de schistes plus ou moins feldspathiques. A l'inverse, entre les gneiss fins et les micaschistes, la limite peut être assez brutale. Nous allons en donner un exemple.

MICASCHISTES SUR GNEISS FINS

Un premier exemple, très net, peut être décrit (fig. 14) au S du Dj^{et} Felloul (SE des Beni-Afeur). Trois échantillons ont été récoltés, le premier au sommet des gneiss, le deuxième dans la zone de transition, le dernier dans la base des micaschistes francs; le tout intéresse deux mètres d'épaisseur.

Le gneiss, extrêmement écrasé, est mal orienté. Les plagioclases (oligoclase An 15-20 %) sont plus fréquents que le quartz. La biotite, en grosses lamelles intensément chloritisées, se place nettement le long de la

foliation. On observe les habituels minéraux accessoires (apatite, zircon, tourmaline, grenats). Des veinules de feldspath alcalin traversent la roche. On peut noter que le mica noir commence à perdre son fer, sous forme d'oxydes ferriques, logés dans les plans de clivage.

Le deuxième échantillon montre les mêmes minéraux que le gneiss sous-jacent. Le grain en est plus fin, les minéraux phylliteux sont moins bien alignés, le quartz plus abondant. Le mica a subi une nette évolution : la déferrification de la biotite aboutit au développement de minces lamelles de mica blanc. Les portions de mica noir épargnées par ce processus ont été presque totalement chloritisées par la suite.

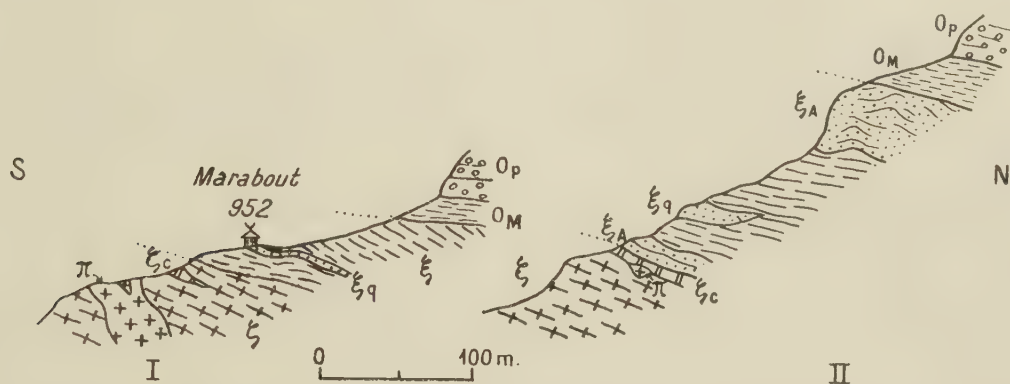


FIG. 14. — Rapports de superposition des gneiss et des micaschistes, au SW du Djebanet Felloul. La coupe II est tracée à 500 m à l'W de la coupe I. ζ , gneiss; ζ_c , cipolins; π , pegmatites; ξ , micaschistes; ξ_q , quartzites; ξ_A , arkoses. Oligocène marneux (O_M) ou chargé de galets (Op).

Le micaschiste qui vient au-dessus a l'aspect d'un schiste satiné. Son grain est encore plus fin et sa structure granolépidoblastique. Le quartz, en menus éléments, voisine avec une multitude de petites paillettes de muscovite. La biotite, qui exsude son fer, forme des bandes parallèles, parfois « gonflées » en amygdales où la pennine et la biotite (le plus souvent transformée en mica blanc) ont cristallisé perpendiculairement à la foliation.

L'exemple décrit montre donc une transition ménagée, mais sur une épaisseur très réduite. Le broyage que l'on observe ne témoigne nullement d'un bouleversement de l'ordre normal de superposition.

Un deuxième exemple peut être décrit sur la crête du Dj. Frou (cote 1050). Il y existe des termes de passage entre gneiss et micaschistes. Un échantillon provenant de cette zone montre : du quartz, très abondant, passablement écrasé; des plagioclases frais (oligoclase acide) assez rares. Le grain moyen de ces éléments est de 1 à 2/10 de mm. Les micas, dispersés dans la roche, sont : de la muscovite, en paillettes bien alignées; de la biotite brune très fraîche, fréquemment en travers de la foliation. On note comme minéraux accessoires : zoïsite, zircon, sphène, rutile. En outre de minces lits micacés, formés d'une biotite peu pléochroïque, associée à du mica blanc, soulignent la foliation de la roche.

MICASCHISTES SUR GNEISS CÉILLÉS

On observe ce contact très clairement à l'W de Graïou (W du Sidi-Marouf). Il est extrêmement brutal. A leur extrême base les micaschistes montrent, au microscope, des lits riches en quartz, d'autres où le quartz et le feldspath (plagioclase acide et microcline) coexistent. Le grain en est très variable. Des lamelles de biotite vert-brunâtre sont observables, quelquefois obliques à la foliation. La muscovite, formant parfois avec le mica noir des associations à axes parallèles, se présente souvent en bandes plissotées. L'apatite et la tourmaline verte sont fréquentes. Quelques cristaux arrondis à zonations concentriques de couleurs différentes paraissent attribuables à de l'allanite (?).

Un contact entre gneiss cœillés et schistes satinés s'observe sur la route de Taher à Chahna, non loin du marabout Si Saada. Entre les deux formations s'intercalent quelques mètres de micaschistes feldspathiques. En lame mince, ces derniers montrent un feldspath très acide (oligoclase) en tout petits cristaux, parfois

associés au quartz, en disposition rappelant un peu la micropegmatite. Le quartz est malgré tout l'élément dominant. De la biotite, très abondante et bien alignée, montre des tons frais (brun-rouge suivant n_x , verdâtre suivant n_p). Comme dans le cas précédent, l'apatite et la tourmaline verte (en prismes bien alignés) sont fréquents. Il existe aussi du leucoxène.

B. Les tourmalinites

Nous désignerons sous ce nom des roches formées de tourmaline et de quartz, la proportion du premier minéral égalant ou dépassant celle du second. Nous en excluons les roches siliceuses où la tourmaline est en moindre proportion (quartzites à tourmaline).

Les tourmalinites, roches compactes, de couleur noire, se situent vers la base des micaschistes. Nous ne les avons rencontrées qu'au N du Dj. Sidi-Marouf, mais dans deux situations différentes : en lits situés au toit des gneiss ocellés; en nodules, simulant des galets, plus haut dans la série des micaschistes.

LES TOURMALINITES EN LITS

Elles constituent de minces niveaux (5 à 10 cm en moyenne) interstratifiés à l'extrême base des micaschistes, sur la crête au N du Sidi-Marouf ou à son voisinage.

Outre leurs constituants obligatoires (tourmaline, quartz), les tourmalinites montrent souvent de la biotite.

La *tourmaline* possède des teintes allant du vert-gris au vert-bleuté. La taille des cristaux atteint exceptionnellement 200 à 300 μ . Habituellement elle oscille autour de 20 μ , pour atteindre une taille encore plus faible dans certains petits amas globuleux. Cette tourmaline peut être disposée en tous sens, ou avoir cristallisé en bandes grossièrement parallèles, chacune d'elles présentant un grain moyen déterminé. La densité des cristaux est toujours considérable : elle est d'autant plus forte que les cristaux sont plus petits, et l'on observe des amas ou des bandes formées uniquement de tourmaline.

Le *quartz*, granoblastique, à extinctions plus ou moins roulantes, montre parfois une tendance à s'aplatir. Ses dimensions sont le plus souvent inférieures à 200 μ . Il forme en général 1/3 à 2/5 de la roche. Il existe en outre des filons de quartz secondaire, coupant obliquement la foliation.

La *biotite* présente des allures variées. Dans certains cas, elle est, quoique verdie, très pléochroïque, dans des tons très vifs. Associée à de l'hématite, elle forme des bandes parallèles à la foliation et quelques cristaux épars. En outre du leucoxène constitue d'assez fréquents petits amas lenticulaires, soit dans la tourmaline, soit dans le quartz; il est possible que ce sphène dérive de la biotite, en dépit de sa position.

Ailleurs, la biotite présente des cristaux orientés en tous sens, bien que suivant en moyenne la schistosité de la roche. Cette biotite conserve rarement ses caractères : elle est, la plupart du temps, complètement décolorée et transformée en mica blanc, produits ferrugineux et sphène. L'oxyde de fer apparaît surtout dans les clivages des micas.

L'INTERPRÉTATION de ces lits de tourmalinite paraît assez claire. Précisons tout d'abord que l'on ne peut considérer cette tourmaline comme détritique, ne serait-ce que par sa proportion dans la roche. Ajoutons qu'on ne peut invoquer ici la proximité d'un batholite granitique : il est classique que ces granites, qu'ils soient de profondeur ou proches de la surface au moment de leur cristallisation, développent, à des distances variables, des tourmalinites en tout point semblables à celles dont il est ici question. Ce sont les « tourmaline-quartz rock » et les « tourmaline-quartz schist » des Anglais, les « filons de quartz-tourmaline » de la Kabylie de Collo (ROUBAULT, 1934, pl. XLIV), etc...

Une action analogue a pu être produite, dans le cas qui nous occupe, par le front des migmatites, situé immédiatement au-dessous de ces tourmalinites. Mais ces lits ne se rencontrent que dans une zone très restreinte. Il faut donc admettre que la tourmaline s'est fixée préférentiellement sur certains bancs gréseux (FITCH, 1932), de constitution chimique déterminée ou exceptionnellement « poreux » (LUCAS, 1942).

On n'a décrit qu'assez peu de cas de tourmalinites liées au métamorphisme régional. Dans le N de la Montagne Noire, un peu au-dessus des gneiss œillés (embréchites de M. Roques), des concentrations de tourmaline ont été signalées dans une passée de micaschistes (GÈZE, 1949). Plus près de nous, en Grande Kabylie, des « greisens à tourmaline » ont été rencontrés en passées dans des gneiss œillés à muscovite (THIÉBAUT, 1951, p. 127-128, pl. 19); dans l'Edough, des roches très comparables aux nôtres ont été décrites (BOLFA, HILLY, ..., 1952, p. 63-64) dans les micaschistes à biotite et muscovite.

LES NODULES DE TOURMALINITE

On rencontre, un peu au N de cette zone à lits de tourmalinite, sur le versant NE du Dj. Ta-Fertas (El Mil.; $x = 814,0$; $y = 379,3$), une formation extrêmement curieuse.

Des nodules de tourmalinite sont disposés dans des lits de micaschistes alternant avec des passées de calcaires à minéraux. La taille de ces nodules est très variable : les plus gros ont près de 10 cm de long, mais le plus souvent ils n'ont que quelques centimètres. Leur forme n'est que rarement arrondie; en général, ces « galets » ont subi un boudinage intense, ce qui leur donne des allures bizarres. Ajoutons que ces amygdales ne s'observent que sur quelques dizaines de m² et sur quelques décimètres d'épaisseur.

Au point de vue minéralogique, le micaschiste encaissant a une structure grano-lépidoblastique. Le quartz a un grain moyen de 1 à 2/10 de mm. La muscovite est très abondante, en lamelles étroites et bien alignées. A titre accessoire, signalons la présence de tourmaline verte, dispersée, de rutile et d'apatite.

Les nodules de tourmalinite ont parfois un contour très net au microscope (pl. 13, ph. 1). Ils montrent une tourmaline allant du vert-grisâtre au vert-bleuté, en innombrables cristaux disposés en tous sens, parfois en touffes irradiées; la taille moyenne des cristaux est de 30 μ mais peut atteindre 1/10 de mm. Le quartz, plus franchement granoblastique que celui du micaschiste encaissant, forme le tiers ou la moitié des éléments de ces amygdales. On repère aussi quelques rares et minuscules paillettes de muscovite. Les éléments accessoires que l'on rencontre dans le micaschiste encaissant ne figurent pas dans ces nodules.

A la marge externe de ce dernier, on constate l'interpénétration des cristaux de muscovite (du micaschiste) et de tourmaline (du nodule). De gros cristaux de pyrite sont parfois à cheval sur cette limite.

L'INTERPRÉTATION de cette formation s'avère délicate. Précisons immédiatement que ces nodules ne peuvent dériver par boudinage de lits de tourmalinites analogues à ceux étudiés plus haut; les conditions de gisement s'y opposent formellement. Il est aussi difficile d'admettre que des galets de tourmalinite (d'origine inconnue) ont été enrobés dans le schiste, ultérieurement métamorphisé; il faudrait supposer une action pneumatolytique antérieure au cycle métamorphique principal : rien d'autre ne la justifie.

Nous considérerons que la borification est ici encore liée au métamorphisme régional, et plus particulièrement à la migmatisation : le front des migmatites n'est qu'à 150 ou 200 m au-dessous de ces niveaux. On cite, dans le cas de batholites granitiques, des exemples de « tourmalinisation » à distance beaucoup plus grande.

Les « galets » qui ont subi la borification devaient posséder des propriétés chimiques ou physiques déterminantes. Il s'agissait à peu près certainement de grès : on trouve d'ailleurs, mêlés aux « galets » de tourmalinite, de très rares « galets » de quartzite blanc.

S'agit-il vraiment de *galets* gréseux? L'extrême localisation de ces amygdales, leurs formes souvent variées, nous font plutôt supposer qu'il s'agissait d'épisodes gréseux lenticulaires dans un milieu par ailleurs schisteux. Cela expliquerait que certains « galets » aient un contour diffus. Parfois même la tourmaline semble former des bandes dans le micaschiste; le calibrage des grains et leur orientation sont variables, et on peut même évoquer dans certains cas d'anciennes structures entrecroisées.

C. Les micaschistes à biotite et muscovite

Ces micaschistes, quand ils existent, se placent immédiatement au-dessus du complexe gneissique. Outre les micaschistes typiques, on en trouve d'autres où les grenats jouent un rôle important.

LES MICASCHISTES TYPIQUES A DEUX MICAS

Nous décrivons un premier exemple provenant de la crête de Bou-Touïl, à l'W du Sidi-Marouf (S. Mer.; $x = 811,4$; $y = 375,0$). Ce micaschiste se place environ 50 m au-dessus des gneiss. La roche est d'aspect mordoré; des cristaux de pyrite apparaissent à la surface des plaquettes suivant lesquelles elle se délite.

Le quartz, très abondant, a une structure grenue; des plagioclases acides (oligoclase), en assez faible quantité, se rencontrent à ses côtés. La muscovite est toujours bien alignée : très fraîche, elle constitue de minces lames ayant de 1 à 2/10 de mm. Elle est souvent associée à de la biotite vert-brunâtre, encore très pléochroïque, mais subissant parfois un début d'altération, le fer et le titane étant en voie d'expulsion. Les prismes de biotite, de taille analogue à celle des cristaux de mica blanc, ont tendance à se placer d'une manière moins ordonnée. Les éléments accessoires sont : tourmaline verte (souvent bleue au centre), rutile, sphène, zircon et apatite.

Une roche très analogue se trouve au Dj. Ta-Fertas, à environ 200 m au-dessus des gneiss (S. Mer.; $x = 813,4$; $y = 378,8$). Les minéraux sont les mêmes que dans l'échantillon précédent, mise à part l'absence totale de feldspaths. La biotite est ici en voie de chloritisation; mais sa présence partout dans la roche témoigne de son importance initiale.

Dans d'autres préparations, on remarque qu'il existe des lits à seule biotite, et d'autres où la muscovite est présente à côté du mica noir.

Ce type de métamorphisme affecte *des niveaux détritiques*. C'est ainsi qu'au SW du Dj. Frouf, à la cote 1057, on remarque un beau quartzite, environ à 200 m au-dessus des gneiss. Il montre, outre du quartz (1 à 3/10 de mm), de minuscules lamelles de muscovite dispersées en tous sens et de la biotite plus ou moins chloritisée, souvent en filets contournant les grains de quartz. On note comme minéraux accessoires : ilménite et leucoxène, tourmaline, rutile, zircon.

LES MICASCHISTES A DEUX MICAS ET A GRENATS

Ce sont des micaschistes noirâtres, brillants, à éclat argenté ou mordoré, souvent oxydés et de teinte rouille. Les grenats, qui ont des dimensions de l'ordre de 1 à 2 mm, peuvent être très abondants. Ces couches à grenats sont particulièrement fréquentes dans la bande de micaschistes qui borde le massif ancien, entre l'O. Djendjene (Zaouïa) et le S de Sidi-Ouchnek, 15 km plus à l'E. Elles sont partout situées à peu de distance des gneiss.

Un bon exemple en est fourni sur le chemin au NE du col de Fédoulès (S. Mer.; $x = 791,05$; $y = 369,05$). En lame mince, on observe des lits de quartz à texture grano-lépidoblastique et des lits phylliteux. La biotite, de teinte vert-brunâtre, domine : elle est souvent associée à la muscovite. Des trainées de magnétite parsèment la roche. Accessoirement on rencontre de la tourmaline, de l'apatite, du zircon. Les grenats, craquelés, sont chargés de micas, de quartz et de trainées d'oxyde de fer. Ils ont subi fréquemment des déformations mécaniques (étirement et fragmentation). Ailleurs (pl. 14, ph. 1) ils ont effectué une rotation pendant la cristallisation de la roche : des filets contournés de particules noires (structure hélicitique) en témoignent.

On observe un certain nombre de variations : présence de quelques cristaux de plagioclase séricitisé, altération de la biotite en chlorite, avec expulsion de fer. Proportion réciproque et densité totale des micas dans la roche sont aussi extrêmement variables.

Une analyse a été faite de ces micaschistes à grenats et à deux micas. L'échantillon provient des environs du col de Fédoulès (AN. 3).

Cette analyse se rapproche de celle d'un micaschiste à deux micas de Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951, p. 98-99). Il convient de noter que notre échantillon a une proportion de soude

(1,54) nettement inférieure à celle de l'échantillon de Grande Kabylie (3,0). Remarquons aussi la très grande ressemblance des valeurs de Niggli de notre roche et d'un micaschiste à grenats de Donzenac, dans le SW du Massif central français (ROQUES, 1941, p. 416, AN. 16), comme d'un micaschiste à grenats de la Kabylie de Collo (ROUBAULT *in* BOLFA, ..., 1952, tabl. 1, p. 32).

A l'W de l'O. Djendjene, on remarque des micaschistes d'aspect macroscopique voisin de celui des précédents. Mais le seul mica représenté est la muscovite, en chevelus parfois désordonnés. Il existe cependant de rares traces de biotite. La richesse en oxydes ferriques de la roche et la fréquence du leucoxène semblent indiquer que le mica noir était abondant à l'origine et qu'il a été déferrié. On note aussi un peu de tourmaline verte. Des minéraux à contour circulaire (ayant jusqu'à 1 mm) et qui ont dû être des grenats (pl. 14, ph. 2) sont aujourd'hui pseudomorphosés en minéraux variés (quartz, plagioclases, ailleurs élément blanc indéterminable, parfois muscovite). Leur contour et leurs fissures sont marqués par de larges traînées de produits ferrugineux.

Un cas analogue s'observe au SE d'El Milia, près de la Mat el-Baharri (A. Kech.; x = 820,8; y = 388,45).

D. Les micaschistes sans biotite

Dans cet ensemble de schistes, situés à la partie supérieure du complexe des micaschistes, les minéraux phylliteux sont assez variés. Successivement, nous examinerons les roches à muscovite et chlorite, et les schistes satinés où la phyllite est une « sérécite » (s.l.). La chlorite est souvent en proportion très faible, ou même inexistante.

LES MICASCHISTES A MUSCOVITE ET CHLORITE

Quand ils sont représentés, ils sont en général situés assez bas dans la série des micaschistes, mais on les trouve aussi jusque dans des zones assez élevées, comme aussi dès l'extrême base, directement sur les gneiss. Ce dernier cas se rencontre fréquemment dans la zone des Beni-Rasdoun. Les micaschistes à muscovite y prennent, immédiatement au contact des gneiss œillés, une très grande importance. Il semble d'ailleurs que le mica blanc dérive d'une ancienne biotite, localement conservée, mais le plus souvent exsudant son fer (oxydes ferriques) et son titane (leucoxène). En général cependant les micaschistes à muscovite ne montrent plus de mica noir indiscutable.

Dans certains cas, les micas forment un épais feutrage. La muscovite et la chlorite, en quantités égales, forment de longues et assez larges paillettes. Parfois aussi ces phyllites se disposent obliquement à la foliation. Elles peuvent encore se présenter en longues amygdales, les lamelles ayant alors cristallisé perpendiculairement aux bordures (pl. 14, ph. 3). La chlorite (pennine) montre parfois des tons de biréfringence rappelant ceux de la biotite. Comme minéraux accessoires, on relève : tourmaline, zircon, anatase, apatite. On trouve aussi des grenats. Ceux-ci peuvent prendre un aspect très particulier, leur intérieur se chargeant de micas, de magnétite de tourmaline, etc...; à leur pourtour, on remarque une particulière abondance de pennine, souvent disposée en réseau.

Un de ces micaschistes a été analysé (AN. 2); il provient du Ta-Fertas. On notera sa pauvreté relative en silice (46,08) et sa richesse en alumine (23,23), caractères qui se retrouvent dans l'analyse donnée par M. Roubault (BOLFA, ..., 1952, tabl. 1) d'un micaschiste à muscovite de la Kabylie de Collo. Notons encore que la potasse (4,76) domine nettement sur la soude (1,69).

Dans d'autres micaschistes, les dimensions des phyllites sont bien moindres. Ces roches arrivent à revêtir l'aspect de schistes satinés. L'examen en lame mince montre de la chlorite : celle-ci peut former, dans la roche, de petites amygdales obliques à la foliation. La muscovite, elle aussi, se place parfois de manière analogue. Cette disposition s'exagère jusqu'à aboutir à des lits, les uns à phyllites parallèles au plan de foliation, les autres obliques ou perpendiculaires à celui-ci.

Des niveaux détritiques apparaissent dans ces micaschistes. Il s'agit en général de *quartzites à muscovite*. Le mica est parfois extrêmement rare, et disposé alors en tous sens. En dépit de sa rareté,

la biotite, associée à des oxydes ferriques en taches ou en filets, est parfois observable. Apatite et tourmaline sont les minéraux accessoires les plus fréquents.

Certains de ces quartzites, de couleur noire, sont très riches en graphite. On en voit un excellent exemple, le long du sentier à l'E du Dj. es-Smaa, près du sommet des gneiss; ce quartzite noir est parcouru par des filonnets microscopiques de quartz, associé à de l'albite.

LES SCHISTES SATINÉS

Ce sont les « phyllades » de certains auteurs, les « schistes x » de certains autres. Ils sont très analogues aux « phyllades couleur de fumée » du domaine bétique et du Rif espagnol. La teinte de ces roches est variable : grise, bleuâtre, verdâtre, noirâtre. Les termes les moins métamorphiques sont souvent verdâtres et ils ne se différencient des schistes non métamorphiques que par leur « lustrage » plus accentué.

Au microscope, on observe d'innombrables phyllites (séricite, accessoirement chlorite) de taille minuscule. Il faut noter des minéraux accessoires : traînées ferrugineuses, sphène, anatase, rutile, tourmaline. Une préparation, provenant de la Zeribet Nechaa (à l'E d'Aïn-Kechera) montre une très grande richesse en rutile dont les aiguilles ont en moyenne 10 à 20 μ de longueur : ce titane devait exister dans le sédiment originel.

Parfois ces schistes sont de *teinte violacée*, en particulier dans le massif du Moul-ed-Demamene. Le quartz, en grains minuscules, forme le fond de la roche, qui est de la sorte un véritable microquartzite. La séricite est en quantité proportionnelle au « lustrage » de la roche : parfois en lamelles minces et serrées, plissotées, parfois en cristaux aciculaires. La chlorite peut se présenter en amygdales à cristallisation perpendiculaire aux bordures. Il y a toujours un peu de tourmaline. Il est probable que la teinte de la roche est en rapport avec les traînées ferrugineuses observables en lame mince. Un de ces schistes satinés violacés a été analysé (AN. 1). On notera que, à la différence des schistes satinés de Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951), la soude (0,20) est nettement subordonnée par rapport à la potasse (4,59).

Certains de ces schistes satinés possèdent une *teinte noire*, due à des particules graphitiques. On rencontre de semblables roches en particulier dans l'Oued-bou-Mimoun, au N de la limite des feuilles de Sidi-Merouane et d'El Milia. Le quartz, de type engrené, souvent de grain ultra-fin, est presque exclusif. Le graphite imprègne toute la roche et dessine des plis. De la séricite, en innombrables petites lamelles, s'oriente préférentiellement dans le sens de la foliation et aussi dans un plan perpendiculaire. En dépit de l'aspect macroscopique, la roche est un phyllite graphitique.

Des passées franchement gréseuses s'intercalent dans les schistes satinés, en particulier au Moul-ed-Demamene. Il s'agit de microquartzites, dont le grain moyen tourne autour de 15 μ mais pouvant exceptionnellement en atteindre 50. La séricite est assez abondante, en minces paillettes souvent assez bien orientées. Parfois on note un peu de tourmaline et toujours des amas de produits ferrugineux.

E. Conclusions

La description qui précède atteste la relative banalité de la série des micaschistes.

En continuité sur les gneiss fins ou sur les gneiss œillés, mais avec de légers broyages résultant de leur plasticité très différente, les micaschistes peuvent débiter par des niveaux légèrement feldspathiques, avec mica noir et grenats, parfois aussi avec des tourmalinites. On ne saurait toutefois distinguer cartographiquement cet ensemble de base. Il passe insensiblement vers le haut à une série épimétamorphique très puissante, sans caractères bien particuliers autres que ceux dont l'exposé va suivre.

2. — LES ROCHES ÉRUPTIVES MÉTAMORPHISÉES

Plus faciles à différencier des micaschistes encaissants que ne l'étaient leurs homologues du complexe gneissique, les roches éruptives que nous allons décrire ont subi des transformations minéralogiques et chimiques moins poussées que celles examinées dans le chapitre précédent.

Parmi ces roches, certaines comportent du quartz en notable proportion : elles sont toutes apparemment interstratifiées. La plupart n'en contiennent pas : ces roches, fréquemment de couleur verte, sont parfois interstratifiées mais recoupent parfois aussi les assises sédimentaires. Il existe enfin des serpentines, dont les conditions de gisement sont analogues à ces dernières : nous pensons qu'elles dérivent de roches éruptives ultrabasiques.

Toutes ces roches se sont mises en place, dans notre hypothèse, avant la fin du développement du métamorphisme général : des transformations métasomatiques que nous examinerons paraissent l'indiquer. Un doute sérieux peut néanmoins régner en ce qui concerne les roches filoniennes.

A. Roches éruptives quartziques

Nous les avons classées en trois catégories. Il y a d'abord des roches quartzo-feldspathiques compactes, à grain fin mais parfois avec de petits yeux, où les transformations métasomatiques sont assez considérables : ces *ortholeptynites* diffèrent peu de celles que nous avons décrites dans les gneiss.

On trouve aussi et surtout des roches essentiellement feldspathiques, assez pauvres en quartz, à texture grossière et à transformations métasomatiques moins poussées : les *porphyroïdes*.

Nous décrirons enfin une *rhyolite albitique*, ayant conservé intégralement sa structure initiale de roche éruptive.

Chacune de ces catégories de roches donnera lieu, après description pétrographique, à un paragraphe interprétatif.

LES ORTHOLEPTYNITES

Roches de couleur claire, à bords francs par rapport aux micaschistes voisins, les ortholeptynites se rencontrent surtout au bas du complexe, parfois aussi plus haut.

LEPTYNITES DANS LES MICASCHISTES A DEUX MICAS

Un premier type se présente à la source de Dar-Fokra, au S d'Aïn-Kechera. La roche, d'allure quartzitique, est extrêmement broyée, le long de la surface du chevauchement bordier kabyle. Dans ses parties saines, elle présente une texture nettement lépidoblastique, le quartz et l'orthose alternant. D'anciens phénocristaux (plagioclase) sont totalement séricitisés, sauf exception. La chlorite et la muscovite coexistent, bien alignées dans la roche : l'une et l'autre paraissent dériver d'une ancienne biotite, au cours de deux stades différents. De l'ilménite, en général décomposée en leucoxène et oxydes ferriques, peut aussi dériver de la biotite. On remarque encore des filonnets tardifs d'un feldspath alcalin, qui paraît être de l'albite.

Un deuxième type, de la même région (A. Kech.; x = 834,0; y = 383,4) a une allure plus schisteuse. La roche, de couleur blanchâtre, a conservé intacts ses phénocristaux d'albite, qui, dans certains cas, est nettement de substitution. Les micas ont même allure que précédemment. Parfois cependant, la biotite pénètre dans les clivages ou les fractures des phénocristaux de feldspath.

Un troisième type (AN. 7), récolté (S. Mer.; x = 792,0; y = 369,2) au N de la Mat Belala, près du col de Fédoulès, a l'allure d'une cornéenne. Le fond de la roche a toujours le même aspect en réseau. Les yeux, en microcline, sont plus nombreux et plus gros que dans les deux cas précédents. Le phénomène d'albitisation n'est ici en général qu'amorcé. Ces phénocristaux sont nettement corrodés à l'extérieur par le quartz : celui-ci arrive à faire au sein du feldspath, dans quelques cas, une véritable éponge (micropegmatite). La roche est par ailleurs sillonnée par de fines lamelles de muscovite, alignées en filets. Un certain nombre d'yeux feldspathiques sont transformés, parfois totalement, en un mélange de quartz et de zoïsité.

On constate, enfin, un phénomène tardif d'imprégnation par des filets d'albite recoupant tous les minéraux, cimentant les fractures des « yeux » déjà zoïsitisés et s'immisçant dans les plans de schistosité. Un phénomène bizarre se produit là où ces bandes d'albite recoupent les lits phylliteux : les alignements peuvent ne pas être modifiés, mais, au lieu de mica blanc, on a, sur la largeur du filonnet, de la chlorite.

Une explication consisterait à admettre que le mica était, à l'origine, de la biotite. Le long des fissures, celle-ci a été chloritisée. Ultérieurement, la biotite restant dans la masse de la roche a pu être déferriée. Il faut noter qu'ici, les produits expulsés (fer, titane) ne sont plus présents dans la roche.

Une roche très différente est associée au « complexe vert » du Dra-el-Fertasa, près de l'Aïn Sidi-Ahmed (Tam.; x = 783,5; y = 371,45). Macroscopiquement, c'est une roche noirâtre, à petits yeux feldspathiques (jusqu'à 3 mm), riche en mica blanc.

Au microscope, les yeux, de taille et de forme très irrégulières, se montrent faits d'un plagioclase (andésine?), en général très légèrement séricitisé. Le fond de la roche paraît ici constitué uniquement de quartz en cristaux aplatis, qu'enserrent des lamelles très serrées de muscovite, étroitement associée à de la biotite en voie de chloritisation plus ou moins totale. D'innombrables petits grenats parsèment la roche, où se voient aussi de gros cristaux de tourmaline verte. De l'albite constitue de rares et minuscules filets transverses.

Une analyse a été faite de cette roche bizarre (AN. 13). Cette analyse et ses paramètres permettent d'évoquer un granite monzonitique.

LEPTYNITES DANS LES MICASCHISTES SANS BIOTITE

On en a plusieurs exemples dans la zone à l'E des Ouled-Askeur. Le plus typique se voit au N de Rechia (S. Mer.; x = 808,8; y = 314,65). La roche (AN. 6) est interstratifiée à plusieurs centaines de mètres au-dessus du toit des gneiss. Cette leptynite, très bien litée, présente alternativement d'épaisses bandes blanches et de bien plus minces lits ocrés ou noirs.

Au microscope, les bandes claires montrent un enchevêtrement de minuscules cristaux de quartz et d'albite, engrenés en un réseau inextricable et aplatis selon la foliation; les deux minéraux sont en égales proportions. Dispersés dans la masse, on voit de très rares yeux feldspathiques bien alignés : il s'agit de microcline presque totalement remplacé par de l'albite, un peu chargée de séricite.

La muscovite est en très fines et très longues lamelles, s'associant pour former de nombreuses bandes parallèles. Elles emprisonnent parfois des restes de biotite décolorée. Des produits ferrugineux forment des traînées dans la roche. Il n'est pas exclu que la muscovite provienne de la déferriification de la biotite.

On note enfin quelques amas de sphène et d'assez gros zircons.

INTERPRÉTATION DES ORTHOLEPTYNITES

Elles montrent constamment une association de quartz et de feldspath potassique, enchevêtrés, avec des petits yeux de feldspath potassique. L'albitisation de ces yeux croît à mesure qu'on monte dans la série métamorphique. Le mica noir, plus ou moins déferrié, semble avoir été présent dans toutes ces leptynites.

Ces roches n'ont pas de caractères incontestables de niveaux détritiques. Elles sont complètement différentes des embréchites (gneiss œillés). Par contre, elles ont un certain nombre de ressemblances avec les porphyroïdes que nous allons examiner. Comme ces dernières, les leptynites sont originellement riches en feldspath potassique, et leurs phénocristaux présentent des marques de corrosion et ébauchent la micropegmatite.

Ces roches ont subi les effets du métamorphisme général : alignement des éléments, toujours très net, recristallisation des phyllites (biotite), et, ultérieurement, habituelles phases métasomatiques tardives (albitisation des phénocristaux, déferriification de la biotite).

Deux leptynites ont été analysées (AN. 6 et AN. 7). Les paramètres de Lacroix s'accordent avec ceux de roches granitiques alcalines. La comparaison s'impose immédiatement avec les leptynites du Massif central français, dont l'origine éruptive paraît indiscutable (Roques, 1941, p. 268-277). La richesse en silice de toutes ces roches, comprise entre 75 et 80 %, est exceptionnelle : le paramètre *si* de Niggli en témoigne (469 et 572 pour nos roches de Petite Kabylie; 532, 555 et 555 pour les trois leptynites n^{os} 15, 19 et 20 du Massif central). Le paramètre *si* des microgranites normaux atteint

difficilement de tels chiffres. On peut supposer que cet enrichissement en silice a été le fait du métamorphisme général.

Nos leptynites de Petite Kabylie ont un caractère intéressant à noter : la soude (3,70 et 4,78) est en quantité nettement supérieure à la potasse (2,08 et 2,58). Nous pensons que ces roches ont subi une intense albitisation : ce que confirme l'examen en plaque mince.

En résumé, les leptynites intercalées dans les gneiss et dans les micaschistes (partie inférieure) du SW de la Petite Kabylie, bien qu'on ne puisse exclure totalement une origine arkosique pour elles, nous paraissent plus vraisemblablement être d'anciennes roches éruptives acides. Toujours interstratifiées, elles peuvent avoir constitué soit des coulées (rhyolites) soit des filons-couches (microgranites ou rhyolites).

LES PORPHYROÏDES

Le vieux terme de Lossen a été précisé par J. de Lapparent (1909, p. 174) qui nommait ainsi « des roches schisteuses à texture porphyrique contenant des cristaux de quartz et de feldspath », résultant de transformations affectant d'anciens microgranites et rhyolites. En excluant les ortholeptynites, du fait de leur aspect compact, de leur richesse en silice et de leurs modifications profondes, nous nommerons « porphyroïdes », en suivant J. Jung et M. Roques (1952), des roches acides ayant subi des transformations métasomatiques dans la zone épimétamorphique.

Nos porphyroïdes sont des roches parfois dures mais toujours schisteuses, de couleur claire, assez pauvres en quartz (en général), interstratifiées dans le complexe des micaschistes, sous forme de lentilles parfois considérables.

SITUATION DANS LE COMPLEXE DES MICASCHISTES

Mises en évidence par F. Ehrmann au cours des levers des feuilles « El Milia » (1928 b) et « Tamesguida » (1946), elles ont été considérées par cet auteur comme des « arkoses dévoniennes ». Mais leur antériorité au métamorphisme général est nette; par ailleurs le Gothlandien des Beni-Afeur les surmonte et les remanie. Sur la feuille « Sidi-Merouane », nos recherches ont amené la découverte de très grands affleurements de ces roches.

La nature arkosique de certaines d'entre elles ne fait pas de doutes. Mais il est aussi évident que des roches éruptives acides, métamorphisées, leur sont associées fréquemment.

Ces porphyroïdes et arkoses se montrent à divers niveaux des micaschistes, mais on ne les trouve pas partout dans la région étudiée. Ainsi, à l'W de l'O. Djendjene (région de Texenna) et à l'E du Dj. Ta-Fertas, elles ne sont pratiquement pas représentées. Par contre, elles forment de grosses accumulations dans quatre régions principales.

La première, la plus occidentale, est située entre l'Oued Djendjene et la zone de Chahna. On ne peut y évaluer exactement la puissance réelle des arkoses et porphyroïdes, que l'Oligocène surmonte directement, en discordance. Vers la Dehret el-Maïda, leur épaisseur visible n'est pas loin d'atteindre 500 m. Leur base est tantôt très proche du sommet des gneiss (S du Dj. el-Kelaa), tantôt à quelques centaines de mètres plus haut. A l'W de la Mat Ark-ed-Dis, la masse des porphyroïdes et arkoses se résout en plusieurs bandes séparées par des micaschistes, la plus importante se trouvant directement sous le Tertiaire. Ce phénomène se reproduit vers Chahna, où ces roches ont été figurées en gneiss par F. Ehrmann : on peut distinguer là deux niveaux principaux, plus ou moins lenticulaires.

La deuxième masse se place au SE de la précédente, dans le douar Chahna, au N du Dj. es-Smaa. Ici encore, une intercalation de porphyroïdes et arkoses, épaisse de 200 à 300 m dans ce dernier relief, se situe à quelques centaines de mètres au-dessus des gneiss. Elle se termine assez brusquement au NE, où seul un petit massif isolé (aux Ouled-Saada), traversé par l'O. Azraz, semble la prolonger. Par contre au NW, elle se poursuit

sur presque 10 km, en une série de minces lentilles, séparées par de courtes interruptions, jusqu'à rejoindre la masse précédente à Chahna. Ces formations occasionnent des reliefs abrupts (piton de Redj-el-Kela).

Le troisième massif est celui du haut O. Irdjana. La série métamorphique se termine, sous l'Oligocène, par 100 à 200 m d'arkoses et porphyroïdes. Plus au N, dans les Dj. Touzlamt et Azaka, cette formation se dégage de la couverture tertiaire et constitue la zone des crêtes (comme l'a cartographié F. Ehrmann).

Mis à part un lambeau très restreint au N de la Mat el-Ouazta, il faut aller à l'E du synclinal nummulitique des Ouled-Askeur pour trouver le quatrième et dernier affleurement important de porphyroïdes et arkoses, entre le Dj. Frouer et le Dj. Ta-Fertas. Effilé à sa partie sud-ouest, ce massif se développe vers le N : sa puissance peut y atteindre 200 m. On trouve ces formations sur de vastes surfaces, depuis Souk-es-Salahine jusqu'aux Beni-Mimoun où F. Ehrmann les a cartographiées en gneiss. Au revers nord du Ta-Fertas, ces porphyroïdes et arkoses envahissent le domaine de la feuille « El Milia » (cote 1249). Leur épaisseur y est considérable (plus de 500 m).

A l'E de cette zone, en particulier sur la feuille « Ain-Kechera », les micaschistes ne paraissent pas comporter d'intercalations notables de porphyroïdes et arkoses, sauf très localement.

L'étude des arkoses sera faite plus loin. Il ne sera ici question que des roches d'origine éruptive.

DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

1. TYPE ŒILLÉ : Ces roches sont très rares. Nous décrivons un exemple choisi 400 m au SW de la cote 1074, au S de la maison forestière (Bordj) de Chahna, dans les schistes satinés. D'autre part, des intercalations de « gneiss œillés » se montrent dans les couches de base des micaschistes de la région au NW du Sidi-Marouf.

Le porphyroïde œillé de Chahna : macroscopiquement, c'est une roche compacte, à cassure très claire. Son allure gneissique (pl. 15, ph. 2) vient de l'alignement très net des éléments, en particulier des yeux de quartz, aplatis et boudinés. Entre ces yeux se placent des zones feldspathiques. Sur les cassures suivant la foliation, on trouve du mica blanc assez abondant. En lame mince, on relève comme constituants (pl. 15, ph. 6) : quartz, microcline perthitique, muscovite, biotite, sphène, hématite.

Les yeux de quartz, formés d'un seul cristal à l'origine, ont été complètement écrasés. Entre eux se placent des phénoblastes de microcline, parfois pulvérisés en nombreux éléments. Dans certains cas, le microcline montre des perthites d'albite, plus ou moins chargée de séricite. Par ailleurs, la roche comporte des zones extrêmement broyées, où des fragments infimes de quartz, de microcline et d'albite sont finement intriqués et tendent à acquérir une texture lépidoblastique.

La biotite forme de très minces lamelles plus ou moins décolorées, associées au mica blanc. En outre le mica noir, plus ou moins chloritisé, se rencontre en menus fragments éparpillés dans la roche. La muscovite, fraîche, est exempte en apparence de phénomène de broyage : elle constitue des bandes bien alignées, contourant les amygdales feldspathiques. Le mica blanc peut dériver de la biotite (?) : des oxydes ferriques sont en effet souvent associés à la muscovite, et du leucoxène est dispersé dans la roche. Il faut signaler enfin de très rares fragments de tourmaline et d'apatite.

Ce porphyroïde œillé montre en son sein des *lentilles de quartzite à biotite* : roche très dure, noirâtre, à cassure miroitante. Les éléments minéralogiques sont : quartz, albite, biotite, muscovite, apatite, tourmaline, chlorite, calcite.

Au microscope, la structure est lépidoblastique. Le quartz forme la majeure partie de la roche ; l'albite, beaucoup moins abondante, est plus ou moins chargée de séricite.

La biotite, très fraîche, forme d'étroites lamelles, en général très bien alignées ; parfois cependant règne un certain désordre. Ailleurs, les lamelles de biotite peuvent s'insinuer dans les clivages des feldspaths. La muscovite, fraîche elle aussi, forme avec le mica noir des associations à axes parallèles. On relève fréquemment des taches de leucoxène, souvent associé à des restes d'ilménite, qui paraît dériver de la biotite dans certains

cas. L'apatite, bien alignée, est aussi fréquente. Plus rares sont la tourmaline verte et le zircon. Enfin, dans des fissures de la roche, ont cristallisé, tardivement, de l'albite, de la calcite, de la chlorite.

Ce quartzite à biotite, très analogue à ceux que l'on peut rencontrer beaucoup plus bas dans la série cristallophyllienne, paraît ici en situation tout à fait anormale. Il est possible qu'il s'agisse d'une enclave gréseuse dans le porphyroïde, la naissance du mica noir pouvant être attribuée à un phénomène de contact de la roche éruptive.

Nous avons mis en évidence, au N du Dj. Sidi-Marouf, de minces et rares niveaux de « gneiss œillés », intercalés dans les cent premiers mètres des micaschistes. Leur aspect est identique à celui des embréchites œillées sous-jacentes; leur composition minéralogique n'est guère différente non plus.

Cependant leur structure très schisteuse, l'existence d'associations quartz-microcline esquissant une micropegmatite, la présence de plagioclases assez basiques (An 25 % pour certains niveaux) nous incitent à rapprocher ces « gneiss œillés » des porphyroïdes que nous venons de décrire.

Des roches très analogues ont été décrites en Grande Kabylie, dans des situations semblables par rapport aux embréchites : J. Thiébaud (1951, p. 129) les a considérées comme d'anciens niveaux arkosiques particulièrement sensibles à la migmatisation. Dans les cas qui nous occupent ici, nous songerions plutôt à des porphyroïdes, c'est-à-dire à d'anciennes roches éruptives.

2. TYPE SCHISTEUX : Beaucoup plus fréquent que le précédent, il s'observe dans la même région. Macroscopiquement, la roche, gris-blanchâtre, est d'allure finement gneissique. Des paillettes de mica blanc sont visibles sur ses fins délits. On remarque au microscope : quartz, microcline, albite, muscovite.

Le quartz est en tout petits éléments, finement intriqués avec les feldspaths. Les cristaux de microcline sont arrondis, et le plus souvent sans rapport avec la schistosité de la roche. Ce feldspath forme fréquemment avec le quartz de belles associations micropegmatitiques. Les cristaux de microcline peuvent être remplacés par de la calcite.

L'albite est souvent en plus petits fragments. Elle est chargée de séricite dont les paillettes s'alignent souvent obliquement aux clivages. Elle peut être moins abondante que le microcline. Une partie de l'albite paraît dériver d'un ancien microcline.

La muscovite est en lamelles bien alignées mais plus ou moins flexueuses, moulant les cristaux de feldspath. Dans quelques préparations, certains micas cristallisent obliquement à la foliation. Des filets d'oxydes ferriques et plus rarement des concentrations titanifères (leucoxène) se montrent associés à la muscovite. Ces minéraux paraissent dériver d'une ancienne biotite, parfois partiellement conservée.

Dans ce deuxième type de porphyroïdes, l'albitisation du microcline peut être plus ou moins poussée, la biotite plus ou moins transformée en muscovite, bien que toujours verdie et exsudant des produits ferrugineux et titanifères. Dans certains cas, la micropegmatite forme d'innombrables amygdales, alignées suivant la schistosité de la roche.

Une variété intéressante de ce type de porphyroïdes s'observe dans un petit affleurement au revers sud-est du Moul-ed-Demamene. La roche, compacte mais légèrement schistosée, de teinte jaune-rosé, est interstratifiée dans des schistes et calcschistes à séricite. On y reconnaît de l'albite qui dérive nettement d'un feldspath potassique, dont les traces de l'ancienne perthitisation sont encore perceptibles. La muscovite, associée à des oxydes ferriques, forme d'innombrables baguettes disposées en tous sens : elle dérive d'une biotite. De nombreux fragments de tourmaline verte, de l'apatite, du zircon et des produits titanés complètent la roche.

Il s'agit très probablement là d'une ancienne roche acide à grain fin, montrant : quartz, feldspath potassique, biotite. Le métamorphisme, quoique très léger, a entraîné l'albitisation totale du feldspath et la déferrification de la biotite, sans altérer le caractère désordonné fondamental des micas de la roche éruptive.

3. TYPE GROSSIER : Il est particulièrement développé dans le massif à l'E des Ouled-Askeur, à l'extrême sommet des micaschistes à séricite. La roche est beaucoup plus grossière que dans les exemples précédents. Macroscopiquement, on voit de gros cristaux de quartz, assez peu nombreux, nageant dans une pâte blanche, feldspathique (pl. 15, ph. 1).

Au microscope, on observe (pl. 16, ph. 3) : quartz, albite, microcline (ou anorthose); séricite; zircon, rutile, zoïsite...

Le quartz est en éléments plus ou moins arrondis, corrodés, dont la taille, très variable, peut atteindre 0,5 cm. Chaque cristal est brisé en un nombre variable de fragments élémentaires séparés par des zones de broyage où la séricite s'est insinuée. L'écrasement plus poussé de ces « galets » de quartz leur donne parfois une structure amygdalcide, ou aboutit à un broyage total. Malgré tout, le quartz n'entre que pour une faible part dans la composition de la roche.

Le feldspath potassique est assez rare ou a totalement disparu. Ses formes sont mal définies. Il est envahi par des perthites d'albite. On y relève aussi des inclusions de quartz, mais sans que l'on ait jamais de micropegmatite.

L'albite (qui a l'aspect d'une albite de substitution) constitue le fond de la roche. Elle se présente en gros cristaux plus ou moins chargés de séricite. Dans certains cas, cette transformation s'arrête brusquement, et l'on a côte à côte l'albite intacte et l'albite riche en séricite. Fréquemment ses cristaux sont brisés et leurs clivages tordus : la séricite cimente ces cassures. Cette phyllite imprègne de la sorte toute la roche. Dans certains cas, et particulièrement à l'entour des feldspaths, ses paillettes possèdent une taille notable. Ce mica blanc est plus ou moins aligné suivant la foliation de la roche.

On remarque encore très communément, dans ce troisième type de porphyroïdes, des zircons associés à de très grosses taches de produits ferrugineux. Il faut aussi noter, dans certaines préparations, de la biotite très altérée, en voie de chloritisation. Certains cristaux de mica noir devaient être de grande taille : on en observe les contours, conservés grâce aux oxydes de fer. Les produits de décomposition sont : chlorite, rutile, leucoxène, zircon, oxydes ferriques. Le centre de ces vieilles biotites est souvent occupé par du quartz. Il faut enfin noter que l'oxyde de fer a souvent une allure dendritique.

La zoïsite ne constitue qu'un élément accessoire, en petits cristaux bien alignés ou en rares et minuscules houpettes.

Ce troisième type de porphyroïdes, moins broyé que les précédents, et où l'existence de quartz corrodés est évidente, a été, à l'inverse, l'objet des plus profondes transformations minéralogiques : albitisation et séricitisation des feldspaths.

INTERPRÉTATION DES PORPHYROÏDES

Nous avons décrit trois principaux types de porphyroïdes, indépendants de leur situation plus ou moins élevée dans le complexe des micaschistes.

Le type œillé, exceptionnel, doit résulter de l'écrasement et de la recrystallisation d'un granite alcalin à mica noir, riche en microcline et d'assez gros grain. L'évolution de la roche est surtout d'ordre structural : elle possède une foliation très nette. A l'inverse, les processus métasomatiques sont faibles : l'albitisation du microcline n'est qu'amorcée; toutefois la biotite est presque entièrement déferriée. Ce granite peut avoir exercé un métamorphisme puissant sur des enclaves gréseuses, transformées en quartzite à biotite.

Le type schisteux est de grain nettement plus faible. Cette roche montre la trace de deux temps de cristallisation, avec des phénocristaux de microcline (et de quartz) dans une pâte plus fine, riche en plagioclase. On doit remarquer la présence très générale d'associations micropegmatitiques (quartz-feldspath potassique). Nous avons (1952 d) admis avec doute que cette micropegmatite résultait d'un phénomène de migmatisation (?) sur d'anciennes arkoses. Ces structures se rencontrent en effet

parfois dans les auréoles de métamorphisme granitique. Mais, en Petite Kabylie, les migmatites qui auraient pu jouer un rôle analogue se trouvent souvent très loin au-dessous de nos porphyroïdes.

Or on connaît ces associations micropegmatitiques dans un certain nombre de roches ignées de la famille du granite, essentiellement dans les types microgrenus (microgranites, microgranulites), parfois dans des types microlitiques (rhyolites), rarement dans des types grenus (autour de masses granitiques, ou dans les granulites). Essentiellement, ces roches à micropegmatite sont des roches filoniennes, situées souvent à la marge de gros dykes ou formant le cœur de sills ou laccolites; elles présentent une grande variété de types. Plus rarement on en a signalé d'associées à des coulées (DE LAUNAY, 1902, p. 87). Les types rencontrés en Petite Kabylie sont des micropegmatites « arborescentes », ou en bandelettes, ou encore cunéiformes.

Ces « granophyres » ont subi les mêmes modifications que les « granites » du premier type : albitisation des feldspaths (partielle), déferfification de la biotite, naissance d'une foliation.

Le type *grossier*, le plus répandu, montre des phénocristaux d'albite et de quartz dans une « pâte » sériciteuse. Le feldspath potassique initial est totalement albitisé. L'albite ne peut dériver d'un plagioclase plus basique, l'analyse de la roche révélant l'absence presque totale de CaO. La schistosité de ces roches est à peine esquissée. L'alignement des paillettes de séricite est cependant net.

Le quartz de ces roches est arrondi et craquelé, de type nettement « rhyolitique ». Il est probable que ces porphyroïdes représentent des roches intermédiaires entre les microgranites et les rhyolites, ou des rhyolites franches. Il convient de souligner la relative pauvreté de ces roches en quartz : il serait plus exact de parler de microsénites quartzifères.

Deux *analyses chimiques* ont été effectuées, la première (AN. 4) d'un porphyroïde œillé, la seconde (AN. 5) d'un porphyroïde grossier. Elles sont sensiblement différentes.

Le porphyroïde œillé est, comme les leptynites, très riche en silice ($si = 556$). Cette analyse (et les paramètres de Lacroix qui s'y rapportent) correspond typiquement à un granite alcalin orthosique. L'albitisation est pratiquement nulle; on remarquera la richesse en potasse (6,60).

Le porphyroïde grossier montre beaucoup moins de silice. Cette analyse est beaucoup plus ambiguë. Comme la précédente, cette roche montre une grande pauvreté en chaux (0,61) et une grande abondance de potasse (6,60).

Une comparaison utile peut être faite avec les analyses du porphyroïde de Génis (J. DE LAPPARENT *in* ROQUES, 1944, p. 416).

LES RHYOLITES

Le seul exemple connu, dans la région étudiée, est celui d'une roche compacte, dure, montrant de grands cristaux (quartz et feldspath) dispersés dans une pâte de couleur gris-verdâtre. Cette roche, trouvée dans le lit de l'O. Azraz, provient d'un point mal défini mais situé certainement entre l'O. Tiri et le Chabet Kaa-el-Kramis : il est donc évident que cette roche est insérée dans la partie haute des micaschistes.

Au microscope (pl. 16, ph. 1), on distingue des phénocristaux de forme quelconque, toujours corrodés sur leurs bords et altérés sur une certaine épaisseur. Le quartz est fréquent, et ses cristaux peuvent avoir une grande taille : ils ont un type « rhyolitique » mais sont parfois brisés. Le feldspath est lui aussi abondant : il s'agit d'albite, à texture fréquemment en échiquier. Cette albite est plus ou moins chargée de séricite. Parfois quartz et albite s'associent en amas à allure de pegmatite graphique; les deux éléments sont alors séparés par des « couronnes » de chlorite. Notons enfin des îlots allongés ou des globules de chlorite (pennine), quelquefois avec un cristal de calcite en leur centre. D'assez nombreux cubes de pyrite parsèment la roche.

La pâte est toute entière microcristalline. Le plagioclase constitue les microlites, noyés dans un fond de chlorite et de produits ferrugineux. La roche est partiellement envahie par de la calcite secondaire dont les cristaux sont parfois très gros.

La structure et la constitution minéralogique actuelle de cette roche conduisent à y voir une rhyolite alcaline. Mais il est très probable que cet aspect résulte d'un léger métamorphisme de la roche initiale, qui a provoqué l'albitisation des feldspaths et la chloritisation des phénocristaux ferro-magnésiens (biotite?). Dans l'impossibilité de déterminer la nature des feldspaths originels, on peut admettre que la roche a été une *rhyolite*, mais on ne peut pas écarter l'hypothèse qu'il s'agit d'une vraie dacite, ou d'une roche de composition intermédiaire.

CONCLUSION A L'ÉTUDE DES ROCHES ACIDES

Mise à part la rhyolite dont nous venons de parler et dont on ignore les conditions de gisement, toutes les leptynites et tous les porphyroïdes décrits ci-dessus sont interstratifiés au sein du complexe des micaschistes.

Si l'on met à part des types franchement grenus (comme le porphyroïde œillé de Chahna), les leptynites et porphyroïdes résultent de modifications d'ordre chimique, minéralogique et structural intéressant des roches microgranitiques ou rhyolitiques. Du fait de leur position, on peut songer à d'anciennes coulées ou à des filons-couches. L'origine volcanique des porphyroïdes (et de la rhyolite alcaline) permettrait d'expliquer aisément la présence des feldspaths détritiques dans les arkoses, souvent situées au voisinage plus ou moins étroit de ces roches granitoïdes. Mais il est possible que les mêmes faciès s'appliquent à d'anciennes roches intrusives.

Les phénomènes éruptifs ainsi mis en lumière apparaissent comme exceptionnels dans le domaine ancien kabylo-rifain. Si certaines roches antérieurement décrites, ici ou là, peuvent être rapportées à nos leptynites, les porphyroïdes, eux, étaient encore inconnus en ce domaine. Leur importance est grande dans le SW de la Petite Kabylie. On les retrouve dans l'E de la chaîne numidique, particulièrement entre le col des Oliviers et le Dj. Rhedir, intercalés au sommet du complexe des micaschistes.

B. Roches éruptives sans quartz

Les roches éruptives sans quartz sont relativement fréquentes au sein des micaschistes du SW de la Petite Kabylie. Les transformations minéralogiques qu'elles ont subies sont considérables : nous verrons au chapitre V les raisons qui nous portent à y voir l'intervention du métamorphisme. Chaque minéral montre plusieurs stades dans son évolution, plus ou moins indépendante de l'évolution propre des autres minéraux. Il en résulte des assemblages minéralogiques assez divers, auxquels se superposent des modifications physiques (schistosité en particulier) plus ou moins intenses. La variété actuelle de ces roches éruptives sans quartz masque ainsi leurs ressemblances initiales. Cependant deux minéraux sont très fréquents dans ces formations : l'albite et la chlorite, aboutissement normal de l'évolution des plagioclases et des ferro-magnésiens.

Notre description sera basée sur la composition minéralogique actuelle. Elle envisagera successivement des roches essentiellement feldspathiques (et où ce feldspath devait être potassique), des roches plagioclasiques possédant ou ayant possédé des amphiboles ou des pyroxènes, enfin des roches plagioclasiques (toutes à grain fin) montrant en outre de la biotite.

Les conditions de gisement sont très variables. Chacune des trois grandes catégories ci-dessus peut se présenter en filons obliques à la foliation, en filons-couches homogènes (laccolite de Texenna), en filons-couches (?) associés aux roches éruptives quartziques que sont les porphyroïdes.

DESCRIPTIONS ET INTERPRÉTATIONS

1. ROCHES ESSENTIELLEMENT FELDSPATHIQUES

LE FILON DU DJEBANET FELLOUL

Dans la partie méridionale des Beni-Afeur, au SE du Dj. el-Kelaa, ce filon traverse en légère oblique (fig. 15) les couches de base des micaschistes. Il est plurifurqué.

Il s'agit d'une roche dure, de cassure verdâtre, dont les minéraux, visibles au microscope, sont : albite, chlorite, calcite, apatite,...

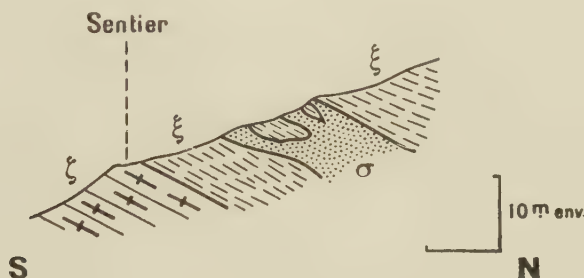


FIG. 15. — Coupe du filon situé au SE du Djebanet Felloul.
ξ, gneiss fins injectés de roches granitoïdes; ξ, micaschistes; σ, filon plurifurqué de roche à albite.

L'albite forme des baguettes (env. 1 mm) orientées en toutes directions. Elle constitue les 4/5 de la roche. La partie centrale des cristaux est intensément séricitisée, à l'inverse de la portion externe. Dans un grand nombre de cas, cette albite a le faciès du microcline albitisé; il semble même que la transformation en albite n'est pas totale dans certains cas.

L'élément ferro-magnésien est en bien moindre quantité. Il est totalement décomposé, mais on reconnaît parfois le contour de ses anciens cristaux trapus. Son altération a donné essentiellement de la chlorite et de la calcite, mais aussi de la magnétite (titanifère?). Quelquefois du quartz secondaire remplit les vides laissés par la destruction du ferro-magnésien. Enfin l'apatite est représentée par de nombreuses et fines baguettes.

Cette roche devait montrer à l'origine, pour tout ou partie, du microcline et un élément coloré (gros cristaux de pyroxène ou d'amphibole). C'était une syénite à grain fin et à structure entrecroisée. Les processus d'altération sont ensuite intervenus : albitisation du microcline, destruction du minéral ferro-magnésien. Mais ils ne sont pas tels qu'on ne puisse imaginer avec assez de probabilité la roche originelle.

LE FILON DE LA MECHTAT AÏNE-TIRI

Situé sur le flanc NE du Dj. Sidi-bou-Azza, le filon d'Aïne-Tiri montre une roche grise, micacée, très riche en oxydes de fer, le plus souvent arénisée, traversant plus ou moins verticalement les schistes à séricite. Au microscope, on distingue les minéraux suivants : feldspaths, biotite, apatite...

Les feldspaths (albite et orthose) forment la plus grande partie de cette roche. Leurs fines baguettes montrent l'allure en balai que l'on connaît chez les minettes : on a ainsi tendance à une disposition sphérolitique. La biotite, en minuscules paillettes, parsème la roche, constituant aussi des amas. Elle est en voie de chloritisation. L'apatite présente d'innombrables prismes. On note aussi de petits cristaux de sphène. Quelques globules de quartz, vraisemblablement secondaire, se développent dans l'intervalle entre cristaux.

Il est possible que la roche d'Aïne-Tiri corresponde à une ancienne syénite à grain fin.

2. ROCHES CONTENANT OU AYANT CONTENU DES AMPHIBOLES OU DES PYROXÈNES

Selon toute vraisemblance, la plupart de ces roches ont possédé à l'origine de l'augite. Ce pyroxène a été d'abord ouralitisé pour passer ensuite à l'état de chlorite.

Les roches à augite résiduelle sont rarissimes : nous n'en citerons qu'un exemple (filon du Sendouah). Les roches à hornblende verte sont les plus nombreuses. Celles à chlorite ne sont pas rares non plus.

La nature des feldspaths varie de l'albite à l'andésine. Les termes les plus transformés sont normalement albitisés.

A. ROCHES A AUGITE : LE FILON DU DJ. ES-SENDOUAH

Il a été reconnu, mais mal situé, par F. Ehrmann (1946) qui figure deux amygdales de δ (« amphibolites et serpentines »), à l'W de Texenna. Long de plus de 700 m, pour une largeur ne paraissant guère dépasser 50 m, ce filon traverse plus ou moins obliquement les schistes à sérécite du Sendouah. Il est cependant orienté dans la direction des strates, sensiblement E-W à l'E, SE-NW à l'W. Ce filon est composite. Il montre des parties doléritiques et des parties en serpentine. Les parties doléritiques (AN. 8) sont compactes, verdâtres, diversement mais finement grenues. Au microscope, on relève, là où la roche est fraîche : plagioclase, augite, chlorite, épidote, leucoxène.

Le plagioclase forme la moitié de la roche. Ses cristaux ont une nette disposition entrecroisée. Il semble que ce soit de l'albite : on ne peut l'établir avec certitude car ces feldspaths sont chargés d'innombrables impuretés (chlorite, etc...). La longueur des cristaux ne dépasse guère 0,5 mm.

Le pyroxène est très abondant : il s'agit d'une augite pigeonitique en prismes courts, ayant cristallisé dans les interstices des feldspaths. Dans quelques cas, cette augite, subissant un début d'ouralitisation, se transforme en une hornblende vert-bouteille. On note encore de l'épidote, assez rare, et d'innombrables amas de leucoxène. La chlorite verte forme de nombreuses taches de forme irrégulière. De la pyrite peut être associée à la roche.

Cette dernière est traversée par des filonnets tardifs de zoïsite et d'albite. Les derniers sont parfois recoupés à leur tour par des lamelles de chlorite.

Le filon du Dj. es-Sendouah acquiert, en d'autres points, une *structure plus finement grenue*. Des cristaux de plagioclase relativement grands (2 à 3 mm) sont dispersés dans un fond de microlites, entrecroisés mais ayant tendance à s'aligner. L'augite forme de nombreux petits amas résiduels, presque totalement transformés en ouralite : celle-ci a cristallisé en innombrables petites aiguilles verdâtres. Les autres minéraux sont identiques à ceux des échantillons décrits plus haut.

Ces roches du Dj. es-Sendouah peuvent être qualifiées de dolérites. L'action du métamorphisme paraît avoir été limitée. Le feldspath n'a perdu que peu de chaux (sous forme d'épidote et zoïsite) : cela semble traduire la nature peu basique du plagioclase initial. D'autre part, il est intéressant de noter que le pyroxène est conservé, au moins partiellement.

B. ROCHES A HORNBLLENDE (OURALITE) : LE LACCOLITE DE TEXENNA

Sous ce nom nous groupons une série de filons-couches, plus ou moins coalescents, visibles autour de Texenna. Tout d'abord, au NW de cette localité, des roches vertes, peu puissantes, s'intercalent (fig. 16) près de la limite gneiss-micaschistes ; elles sont observables sur 1 km de longueur. Ensuite et surtout, au SE de Texenna, la bande de roches vertes se retrouve (fig. 17) et se développe sur 15 km de long, jusqu'au N du village d'El Maad, dans les micaschistes du flanc inverse du pli couché bordier de Petite Kabylie. La surface de contact anormal qui sépare le Métamorphique du Sédimentaire tranche plus ou moins en oblique cette bande de roches vertes, réduite à de menus lambeaux au NW, près de la M^{at} el-Misa. Vers la cluse du Djendjene, à la Zaouïa, la quasi-totalité des micaschistes (et

vraisemblablement le sommet des gneiss fins) sont envahis par ces formations éruptives : elles forment la plus grande partie des reliefs d'El-Korn et du Dra-el-Fertasa. Plus loin vers l'E, au delà du col 714, les roches vertes sont très réduites.

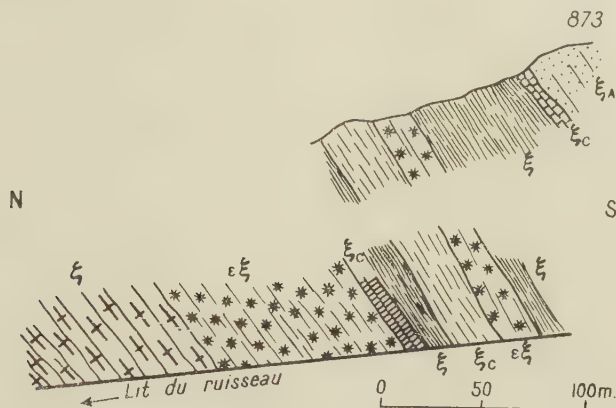


FIG. 16. — Coupe des roches vertes au NW de Texenna.

Coupe visible au versant oriental du grand ravin au N du point 873. ξ, gneiss, injectés de roches granitoïdes; εξ, roches vertes schisteuses; ξc, calcschistes; ξ, micaschistes; ξA, intercalation de grès et arkoses.

Ces roches apparaissent rigoureusement interstratifiées dans les micaschistes, plus ou moins loin des gneiss. Elles ont un aspect parfois compact, parfois schisteux. Le grain en est variable : nous traiterons ainsi d'abord des formes grossièrement grenues, ensuite des types à grain fin, avant de passer à l'interprétation de ces roches.

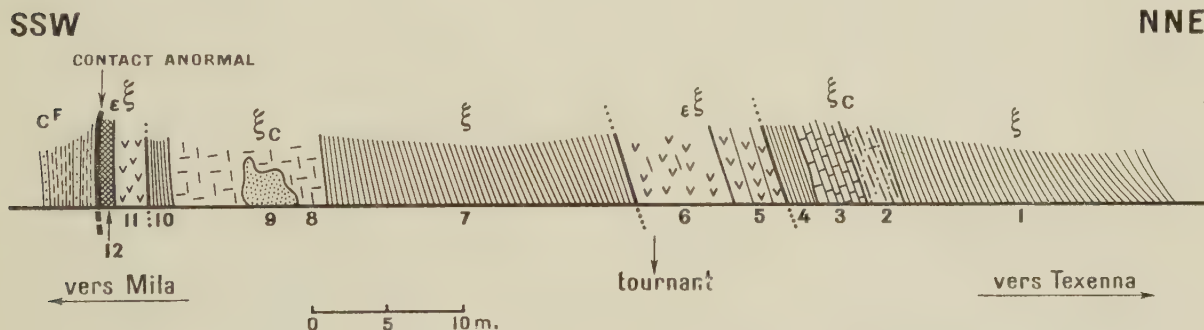


FIG. 17. — Coupe des roches vertes au SE de Texenna, sur la route de Mila.

Coupe levée à 200 m au S du pont sur le Djendjene. ξ, schistes sériciteux (niveaux 1, 4, 7 et 10); ξc, calcschistes à séricite (2 et 9), calcschistes durs (3), calcaires bleus (8); εξ, roches vertes, schisteuses (5) ou compactes (6 et 11). c^f, Flysch crétacé. Niveau 12 : mylonite de serpentine.

1. TYPES GROSSIÈREMENT GRENUS

Un premier type montre des cristaux d'amphibole verte et de feldspath, pouvant atteindre 1 cm de long, nettement alignés : vus par la tranche, on observe cependant qu'ils sont légèrement intriqués. Un bel exemple en est fourni sur le sentier entre la Zaouïa et la Mat Guelmamen, au NW du point 741 (AN. 11). Au microscope, on observe : hornblende, plagioclase, leucoxène, ilménite, épidote, zoïsite, chlorite, apatite.

Les cristaux d'amphibole, de teinte parfois légèrement bleutée (suivant n_g), détachent fréquemment de longues fibres à leurs extrémités. La chloritisation (pennine) de cette ouralite est à peine amorcée, et elle s'effectue de préférence à la portion externe des cristaux. Les plagioclases (An 15 % à 35 %), brisés en une multitude de débris, sont presque toujours envahis par de minuscules accumulations de zoïsite, beaucoup plus rarement d'épidote. Une poussière de très minces fibres d'ouralite et de débris de chlorite pénètre dans les feldspaths. Des accumulations d'ilménite sont en général transformées en leucoxène. L'apatite forme de nombreux prismes, surtout en travers de l'ouralite.

Un deuxième type est constitué par une roche à allure moins schisteuse, à grain plus fin (de l'ordre de 2 à 3 mm), avec quelques phénocristaux de feldspath de l'ordre du centimètre. Cette roche à tendance microgrenue passe insensiblement à la précédente.

Un troisième type est caractérisé par une schistosité intense. On en observe un bel exemple sur la rive gauche de l'O. Djendjene, près de la limite des gneiss, à l'W du point 414. La roche, puissamment laminée, montre à l'œil nu des taches blanches et vertes, seule trace des phénocristaux.

Les taches blanches représentent des cristaux de feldspath brisés, le plus souvent non maclés, chargés de zoïsite et de séricite. Les amphiboles sont rarement en gros cristaux bien alignés. Le plus souvent, des aiguilles de cette ouralite, extrêmement serrées et remarquablement parallèles entre elles, marquent la schistosité de la roche. Certaines de ces fibres sont totalement transformées en chlorite. On peut qualifier cette roche d'amphibolite feldspathique.

2. TYPES A GRAIN FIN

Les exemples typiques consistent en roches compactes, vertes, dont les minéraux sont identiques à ceux des formations précédentes.

Au microscope, on voit des baguettes d'ouralite, parfois bleutée, longues en moyenne de 2 à 3/10 de mm, disposées en toutes directions. De petites accumulations de chlorite (pennine) peuvent pour une part en dériver. Les feldspaths (albite), en baguettes atteignant 1 mm, ébauchent une structure entrecroisée. L'épidote (ou la zoïsite) forme de nombreux petits amas, ainsi que la calcite. L'ilménite est en innombrables petits agrégats, plus ou moins transformés en leucoxène. Des filonnets remettent parfois en mouvement l'albite, la chlorite ou la zoïsite.

Bien que la structure doléritique soit mal conservée, on peut appliquer à ces roches le nom de dolérites à grain fin. Notons enfin que, dans certains cas, les microlites d'albite ont une disposition arborescente : ceci est exceptionnel, et rappelle certaines structures de laves en coussins (VUAGNAT, 1946, p. 159-162).

Des transformations d'ordre minéralogique affectent ces roches. L'ouralite peut être totalement remplacée par chlorite et calcite, susceptibles d'imprégner secondairement la roche. Par ailleurs, le plagioclase, déjà normalement attaqué, arrive à se transformer, pour sa presque totalité, en épidote (ou zoïsite), en innombrables petits cristaux zonés, souvent arrondis. La roche mérite alors de se nommer épidotite (à amphibole ou à chlorite, suivant le cas).

Il convient de remarquer que très fréquemment, des filonnets d'albite remarquablement claire, en cristaux parfois très gros, traversent la roche, pouvant y former des amygdales et se recouper entre eux.

Des transformations d'ordre structural interviennent aussi. Elles sont parfois faibles, et ne détruisent pas la structure initiale, entrecroisée, de la roche éruptive. Mais ailleurs les éléments peuvent s'aligner, la roche acquérant ainsi une allure de schiste vert, à surfaces de clivage plus ou moins brillantes.

Un premier cas se présente (pl. 13, ph. 4) : la roche a une structure nématoblastique. L'amphibole est une ouralite légèrement bleutée (suivant n_g), en baguettes très longues et très fines, s'ordonnant pour former

des lits continus. Le feldspath est lui aussi aplati suivant la foliation : il s'agit presque toujours d'une andésine acide (An 30 % env.). On note enfin de l'ilménite : sa transformation en leucoxène est souvent à peine amorcée.

Par sa richesse en amphibole (jusqu'à 80 %), la roche mérite son nom de schiste à amphibole. Ce schiste, d'un ton vert-noirâtre, se débite en débits rigides. Dans une préparation, on remarque des filonnets de prehnite, avec accessoirement de la calcite et de la chlorite.

Un deuxième cas se présente quand le feldspath perd sa chaux et passe à l'état d'albite, qui peut recristalliser en petits lits. L'épidote est alors très abondante, en amas arrondis qu'entourent les baguettes d'amphibole. A son tour, l'ouralite peut être chloritisée. Quand les deux phénomènes se conjuguent, on aboutit à des schistes à épidote-chlorite (et albite).

Un troisième cas, très analogue au précédent, montre les mêmes éléments (épidote, albite, pennine). Mais ceux-ci, avant de recristalliser largement, se sont répartis en lits de grain différent. L'épidote forme alors des prismes réguliers, de quelques dixièmes de millimètre. L'albite la moule. La pennine et le leucoxène se disposent en longues traînées suivant la foliation. Les schistes de ces 2^e et 3^e types sont difficilement clivables ; leur couleur est terne, assez claire (présence d'épidote).

Il existe tous les *intermédiaires* entre les exemples donnés ci-dessus. Un cas tout à fait remarquable est offert par une roche du Dra-el-Fertasa (150 m au NW de la cote 866). Alternativement et avec des passages assez brutaux, on trouve soit un schiste à ouralite et andésine, soit un schiste à épidote, avec résidus d'ouralite et de plagioclases indéterminables.

3. INTERPRÉTATION DES ROCHES DU LACCOLITE DE TEXENNA

La nature éruptive initiale des roches du laccolite de Texenna semble presque évidente : l'aspect, la constitution minéralogique, la composition chimique en témoignent éloquemment. La situation interstratifiée de ces roches n'est explicable que si l'on admet que ce matériel basique s'est injecté en filons-couches. Aucun argument ne permet d'évoquer la possibilité qu'il s'agisse de coulées contemporaines du dépôt des schistes anciens.

Dans un certain nombre de cas, le plagioclase initial de la roche injectée n'a pas subi d'évolution sensible : il s'agit d'andésine. Ces roches appartiennent ainsi à la famille des *diorites*, peut-être exceptionnellement à celle des gabbros. Un point est à retenir : l'élément coloré n'est jamais un pyroxène, mais toujours une amphibole secondaire (ouralite). Il y a là un processus constant de transformation (1^{er} stade), attribuable au métamorphisme.

Le grain de ces roches de Texenna et leur structure sont extrêmement variables. Certaines possèdent un gros grain (diorites). Exceptionnellement, il en est à deux temps de cristallisation (microdiorites). D'autres enfin, de grain plus fin, montrent une texture doléritique (dolérites). Les variations d'un type à un autre sont extrêmement rapides et sans ordre, sans relation non plus avec la distance qui les sépare des bordures des filons-couches : il doit s'agir là de menues variations magmatiques. Précisons d'autre part que l'exomorphisme provoqué par ces roches paraît nul.

L'intérêt du laccolite de Texenna est de montrer des intercalations de roches vertes dans deux zones d'isométamorphisme : à la base (en réalité au sommet, car la série est renversée) dans les micaschistes à biotite et muscovite, jusqu'à la limite des gneiss à deux micas ; au sommet (à la base, en réalité) dans les parties inférieures des micaschistes à mica blanc et chlorite. Quelle qu'ait été la structure initiale de la roche et son grain, elle subira, suivant la zone, une évolution minéralogique constante. Il est remarquable de pouvoir paralléliser l'étude de ces transformations en Grande-Bretagne et en Petite Kabylie.

Dans les zones relativement profondes (micaschistes à deux micas, parfois feldspathiques et grenatifères), la roche verte, transformée en un véritable schiste, comporte une andésine en voie de saussuritisation et une hornblende verte. Comme dans le Lizard (FLETT, 1912) et à la différence d'autres régions classiques, il n'y a ni biotite, ni grenat, ni quartz primaire dans nos roches éruptives.

Dans les zones plus superficielles (micaschistes à chlorite et mica blanc), la roche verte conserve encore des vestiges de sa structure (cf. : WISEMAN, 1934, p. 357) et cela d'autant plus que le grain est plus fin et qu'on monte dans la série. Sa composition minéralogique a subi de profondes modifications (cf. : TILLEY, 1938, p. 179-187). Le plagioclase est plus ou moins totalement albitisé, avec libération d'épidotes. L'ouralite est d'autant plus chloritisée qu'on se trouve dans des termes plus élevés : la chaux ainsi libérée peut expliquer la calcite qui imprègne parfois ces roches.

Ajoutons que la répartition des deux zones distinguées est floue. Il est totalement impossible sur le terrain de les différencier : l'épaisseur relativement faible de l'ensemble (de l'ordre de 500 m, là où il est le plus puissant) le permettrait difficilement, étant donné les conditions topographiques des affleurements.

C. *ROCHES A HORNBLÉNDE (OURALITE), ASSOCIÉES AUX PORPHYROÏDES*

Dans certains cas, on rencontre, associées aux porphyroïdes et spécialement à la base de ces derniers, des roches vertes de grain variable, dont la composition minéralogique ne diffère guère de celle des roches du laccolite de Texenna, que nous venons d'examiner. La structure de ces formations éruptives est parfois conservée. Citons la barre de roches vertes formant la base des porphyroïdes dans l'O. bou-Mimoun (E du Dj. Mochaouene).

Le mode de formation de ces anciennes diorites (ou gabbros) n'est pas élucidé. On pourrait évoquer plusieurs hypothèses : anciennes coulées ; différenciation magmatique par ordre de densité ; intrusions plus tardives dans le plan de discontinuité entre schistes et porphyroïdes.

D. *ROCHES A HORNBLÉNDE (OURALITE) : LES FILONS*

Les filons de roches vertes ne sont pas extrêmement nombreux. A l'E du synclinal à fond nummulitique des Ouled-Askeur, signalons l'existence de ces roches autour de Rechia (en débris dont l'origine n'a pu être précisée) et au NE du Bordj du Sidi-Marouf (les dimensions réduites de cet affleurement ont empêché de le cartographier). A l'W des Ouled-Askeur, nous pouvons signaler deux exemples : l'un (AN. 9) au SW du Dj. Tmer-Djadjouts et au N du Dj. Rhiaïa ; l'autre dans le lit de l'O. bou-Yarmaï, affluent de gauche du haut Irdjana.

Ces roches possèdent une composition minéralogique assez constante : plagioclase, ouralite, leucoxène, chlorite, épidote et zoïsite.

Le plagioclase est en gros cristaux. Il s'agit en général d'albite pure. Elle peut remplir des sortes de cavités et y présenter une disposition rayonnante. Parfois de la muscovite fraîche, plus ou moins tourbillonnaire, se dispose obliquement par rapport aux clivages du feldspath. Dans d'autres cas, le plagioclase est une albite passant à oligoclase acide (An 5 à 10 %).

L'amphibole est une ouralite en gros cristaux verdâtres, très pâles et peu pléochroïques en lame mince, parfois cependant de coloration plus vive, un peu bleutée. Les extrémités des prismes d'ouralite sont effilochées et détachent de fines aiguilles dans les minéraux voisins, en particulier dans les feldspaths. Cette amphibole est fréquemment l'objet d'altérations : ainsi la chlorite verte forme très souvent des sortes d'étoilements, à partir des clivages. Assez fréquemment, de l'albite se développe en travers des clivages ; ailleurs, de menus grains d'épidote ou de zoïsite forment des traînées le long de ces derniers. Mais ces transformations ne sont presque jamais totales.

Le leucoxène se montre en grosses taches sombres. On peut voir, dans une préparation, qu'il dérive d'ilménite, partiellement conservée.

L'intervalle entre les grands cristaux est occupé par l'association de plusieurs autres minéraux. La zoïsite, quelquefois la clinozoïsite (?), souvent l'épidote, sont toujours très abondantes : soit en amas d'innombrables petits cristaux, soit en gros éléments bien développés. Localement, cette zoïsite-épidote peut former des filonnets traversant la roche.

La chlorite est en proportions très variables. Elle apparaît parfois en longues fibres parallèles, paraissant provenir de l'altération totale de l'amphibole. Dans une plaque mince, cette phyllite est associée à une biotite d'un vert pâle, aux teintes de polarisation très vives, disposée en gerbes ou en lamelles parallèles extrêmement

ténues. Ce mica cicatrise les fissures de la roche et paraît s'être formé en dernier lieu. Il peut y avoir quelques rares cristaux de quartz de néogénèse.

Ces roches possèdent une structure doléritique. Mais, dans certains cas, les minéraux, particulièrement les amphiboles, ont tendance à s'aligner selon des lits parallèles.

L'INTERPRÉTATION de ces roches filoniennes, évidemment éruptives, est assez aisée. Il s'agit d'anciennes diorites (ou, moins vraisemblablement, de gabbros) dont le plagioclase, par saussuritisation, plus rarement par séricitisation, est devenu plus acide, et dont le pyroxène s'est ouralitisé. En somme, ces roches devaient être à l'origine assez proches des dolérites du Dj. es-Sendouah, décrites plus haut, où l'augite est conservée. On peut rendre le métamorphisme responsable de ces modifications d'ordre minéralogique.

La structure doléritique des roches de ces filons a presque toujours été conservée. Ce fait semble habituel en pareil cas : Flett (1912, p. 116-118) l'a observé dans des dykes de roches doléritiques métamorphisées du Lizard (Cornouailles méridionales). Plus rarement le même auteur a noté le développement local, en général à la marge du filon, d'une foliation irrégulière, sinueuse, incontestablement postérieure à la consolidation de la roche. C'est aussi parfois le cas en Petite Kabylie : nous arrivons même à des cas extrêmes, où la schistosité et les fractures, en tous sens, intéressent l'ensemble du filon. Il est alors remarquable de noter que l'amphibole est plus ou moins totalement détruite : on arrive ainsi à des schistes à albite et chlorite que nous allons examiner.

E. ROCHES A CHLORITE ET A ALBITE

Terme ultime des transformations subies par les roches des catégories précédentes, les « albitites à chlorite » se rencontrent : interstratifiées dans le laccolite de Texenna, associées aux porphyroïdes, ou encore en filons obliques aux couches.

Associées aux porphyroïdes, il n'est pas rare d'observer des albitites à chlorite. A l'W des Ouled-Askeur, on en remarque au sein de l'épaisse série verte interstratifiée dans les porphyroïdes de l'O. Azraz, plus précisément à 200 m au SW de la cote 452.

L'albite, exceptionnellement conservée en grands cristaux, est presque toujours réduite à de fins débris recristallisés. La chlorite (pennine) montre d'innombrables lamelles plus ou moins anastomosées, situées dans le plan de schistosité. Épidote, zoisite et leucoxène sont abondants.

A l'E des Ouled-Askeur, ces roches sont beaucoup plus fréquentes, associées aux porphyroïdes : ainsi la barre de base de ce complexe dans l'O. Merhassel et à la cote 971 (Aïn Meroudj). Parmi ces roches, il en est qui sont assez schisteuses. Au point de vue minéraux, l'épidote et le leucoxène figurent parfois largement ; ailleurs, les cristaux d'amphibole ont été remplacés par des bandes alternantes de pennine et de calcite.

En filons obliques à la stratification, les albitites à chlorite sont assez fréquentes à l'W des Ouled-Askeur, autour du Dj. Oum-Adrar. L'un de ces filons, orienté NNE, mesure près de 1 km de longueur. Sa largeur moyenne est d'une cinquantaine de mètres. Il se trouve sur le haut du versant oriental du Dj. Oum-Adrar. D'autres filons satellites se placent autour de la M^{at} Arbala. Un autre filon de même nature s'insinue dans les schistes à séricite, près de la fracture de l'O. Mensa, à la M^{at} bou-Daoud.

Ces albitites à chlorite sont, à l'œil nu, très analogues aux dolérites décrites plus haut. Elles en diffèrent cependant par leur aspect schisteux et par l'existence de surfaces de friction orientées en tous sens. Nous en décrirons trois types.

Premier type : l'échantillon provient du grand filon du Dj. Oum-Adrar, 400 m au NNE de la cote 873. La roche est assez peu schisteuse. De grands cristaux d'albite, en disposition entrecroisée, sont plus ou moins séricitisés : la transformation peut être totale. D'anciens cristaux d'un ferro-magnésien (amphibole?) sont

remplacés par de la chlorite et de la calcite : le carbonate se dispose suivant les clivages de l'élément transformé. En outre, la chlorite forme des bandes selon la foliation de la roche; elle imbibé le feldspath comme le fait d'ailleurs la calcite. Le leucoxène est abondant. On note en outre quelques prismes d'apatite et de la pyrite.

Deuxième type : l'échantillon provient du filon de Bou-Daoud. L'ouralite subsiste ici sous forme de très fines baguettes, que remplace presque toujours la chlorite et accessoirement la calcite. La zoïsité et le leucoxène sont fréquents.

Troisième type : l'échantillon vient du filon de la Mat Arbala. Il apparaît au microscope comme un véritable schiste. La roche est intensément broyée; les éléments ont acquis de très petites dimensions. Il s'agit essentiellement d'albite et de chlorite. On relève en outre de la calcite (parfois en filons secondaires), de la zoïsité (quelquefois abondante), plus rarement de l'épidote, toujours du leucoxène. Enfin, des lits de quartz secondaire accentuent la schistosité apparente de la roche.

L'INTERPRÉTATION des albitites à chlorite ne souffre aucune difficulté. Elles dérivent de l'altération des dolérites à ouralite. Le plagioclase de ces dernières est totalement albitisé. La hornblende s'est transformée en chlorite (et calcite). Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans les dolérites examinées plus haut. Ces transformations paraissent devoir être mises sur le compte des actions météoriques, les eaux de surface ayant suivi les fissures de la roche éruptive, broyée et rendue schisteuse lors du métamorphisme général.

La structure éruptive de ces roches est parfois reconnaissable. En général cependant, la roche est devenue un véritable schiste, avec des microplis comme les micaschistes voisins.

3. ROCHES CONTENANT DE LA BIOTITE

Elles sont presque toutes à grain très fin. On les trouve associées aux porphyroïdes, à l'E du synclinal des Ouled-Askeur. Dans des régions plus occidentales, ces roches à biotite forment de petits filons, de part et d'autre de l'arête Sidi-bou-Azza — Bordj de Chahna.

A. ROCHES ASSOCIÉES AUX PORPHYROÏDES

Elles occupent des positions analogues à celles des roches à hornblende et des albitites à chlorite dont il vient d'être question. Ce sont des formations brunâtres, riches en oxyde de fer, où le mica est d'ailleurs plus ou moins altéré.

Un premier échantillon, recueilli à vingt mètres au-dessus de la barre des albitites à chlorite de l'O. el-Merhassel, montre de l'albite, en éléments de taille très variée, par suite de l'écrasement. L'élément coloré (la biotite) a plus ou moins totalement exsudé son fer et son titane : il a été remplacé ainsi par un mica blanc, en paillettes ténues, assez bien alignées.

Un deuxième échantillon provient de la zone du Draa-Toudene. Les microlites entrecroisés de feldspath sont remarquablement fins et courts (autour de 5 — 10 μ). Des lames de mica blanc, associées à des oxydes ferriques, doivent dériver d'une ancienne biotite. On remarque enfin de petits globules remplis de quartz ou de chlorite.

Une roche d'aspect bizarre a été recueillie aux Ouled-Yaya (El Mil.; x = 797,3; y = 382,5). Elle est brun-jaune et montre des vacuoles. Sa constitution est très voisine de celle de la roche qui vient d'être décrite. Mais ici les vacuoles ne semblent pas résulter de l'altération des cristaux du ferro-magnésien : il s'agirait de vraies vacuoles, ce qui est un caractère propre aux roches de coulées.

B. ROCHES A BIOTITE, EN FILONS

Tous ces filons recoupent des zones élevées du complexe des micaschistes, dans la région des Beni-Afeur. Nous en décrirons succinctement divers exemples, ces roches présentant de légères différences, qui ne masquent cependant pas leurs caractères communs,

FILON AU SE DU MARCHÉ DES BENI-AFEUR : Situé sur la route forestière, à plus de 1 km de ce marché, il est plus ou moins concordant au sein des schistes à séricite qu'il injecte. La roche, compacte, verdâtre, à grain fin, présente les minéraux suivants : plagioclase, ouralite, biotite, ilménite et leucoxène, chlorite, calcite.

Les baguettes de plagioclase (albite?), d'environ 1 mm de longueur, présentent une disposition entrecroisée. De nombreux prismes, trapus, d'un ferro-magnésien (augite?) les séparent : on ne les reconnaît qu'à leur forme, car ils sont transformés en chlorite et calcite. Le carbonate envahit d'ailleurs toute la roche. D'innombrables baguettes d'une ouralite d'un vert très pâle parsèment la préparation et envahissent les feldspaths. La biotite, altérée mais encore brunâtre, forme d'assez nombreuses lames courtes, d'orientation quelconque. L'ilménite revêt le même aspect, emprisonnant parfois des restes de mica noir : cet oxyde est parfois en voie de transformation en leucoxène. On note enfin de la pyrite.

FILONS DU Koudiat ENNADOR : Une roche éruptive grise forme de petites lentilles (quelques cm ou dm), interstratifiées dans les schistes à séricite à l'E du Koudiat Ennador (S. Mer.; $x = 789,7$; $y = 376,7$). On reconnaît au microscope : albite, biotite, apatite, rutile, calcite, quartz.

L'albite, fréquemment chargée de séricite en son centre, revêt parfois une disposition « en échiquier ». De nombreux cristaux d'un minéral ferro-magnésien sont totalement détruits : leur centre est occupé par de la chlorite et par une biotite très verte, chargée de nombreux grains d'un élément titané (rutile?) ou par de la calcite tachée par l'oxyde de fer. Une biotite brune se dispose en général autour de ces anciens cristaux, où elle pénètre parfois cependant; on en trouve aussi en paillettes dispersées dans la roche. D'innombrables baguettes d'apatite sont fréquemment associées à ce mica noir. Des filonnets de calcite, des cristaux secondaires de quartz, un peu de pyrite complètent la physionomie de cette roche.

Une description en tous points semblable s'appliquerait à une roche recueillie presque en place dans le lit de l'O. er-Rezal, au S d'Aïn-Kechera (A. Kech.; $x = 836,25$; $y = 384,6$).

FILON DE LA MECHTAT BOU-OKACHA : La roche grise, souvent teintée par l'oxyde de fer, qui forme un petit pointement dans ce secteur (S. Mer.; $x = 789,0$; $y = 378,5$), dérange sur quelques centimètres les micaschistes encaissants.

Au microscope, l'albite présente les mêmes caractères que dans le dernier cas. Les prismes de l'ancien pyroxène (?) sont cependant plus rares, et totalement remplacés par de la chlorite. La biotite, sale, forme de très nombreuses lamelles dispersées : elle expulse fréquemment son fer et son titane.

FILON AU S DE LA COTE 1071 : Il est situé à 200 m au S de cette cote, non loin du marché des Beni-Afeur. La roche, grise, comporte les minéraux suivants : plagioclase (albite?), biotite assez rare, ilménite et leucoxène, chlorite.

Notons simplement que l'ilménite présente parfois un aspect treillissé et que les nombreux cristaux d'un ancien ferro-magnésien sont totalement remplacés soit par une chlorite assez biréfringente, chargée d'une poussière de leucoxène, soit par du quartz et des oxydes ferriques.

FILON DU RAS-BOU-FERROUCK : Une roche éruptive verdâtre, dure mais parfois arénisée, traverse verticalement les schistes à séricite à l'E de ce piton. Dirigé N-S, long de plus de 200 m, ce filon possède plusieurs mètres de largeur.

Au microscope, on saisit immédiatement l'opposition entre deux modes de structure qu'on soupçonne déjà à l'œil nu. La plus grande partie de la roche possède un grain assez grossier. Elle est identique à la roche précédente.

Le second mode de structure s'observe dans des sortes de globules grisâtres. Les cristaux de feldspath y sont plus petits qu'ailleurs : parfois un peu de calcite les imprègne, mais moins que d'ordinaire. Ils esquissent une structure radiée, pouvant aboutir à de vrais sphérolites. La biotite est abondante, en minuscules paillettes. Il y a enfin de petites taches de leucoxène, mais pratiquement plus de fer titané,

FILON AU NE D'EL-MARESS : Ce filon, plurifurqué, est situé au col que franchit le chemin muletier situé au NE de ce dernier village. Il est injecté en légère oblique dans les schistes à séricite. La roche, de teinte vert-grisâtre, a une constitution banale.

Signalons cependant que le plagioclase (albite?) montre des cristaux de deux dimensions : les uns ayant environ 2/10 de mm, les autres autour de 1 mm. Vers le bord du filon, on remarque une frange noire, dont l'épaisseur peut atteindre 1 cm. Elle est séparée du centre du filon par une mince zone intermédiaire riche en biotite, chlorite, leucoxène et pauvre en feldspath.

La frange sombre possède un grain plus fin, mais les mêmes éléments que le centre du filon. Le fait important est la présence d'innombrables mais très petites lamelles de biotite, dont la longueur est d'environ 10 μ . Il convient de voir dans cette frange sombre une *bordure de refroidissement*, riche en mica noir, au contact du sédiment dans lequel pénètre le filon.

C. INTERPRÉTATION DES ROCHES ÉRUPTIVES A BIOTITE

Les roches, pour la plupart filoniennes, que nous venons d'examiner, se différencient assez nettement des précédentes. Leur grain, toujours fin, est cependant variable d'un filon à l'autre.

On ne saurait malheureusement préciser la nature originelle du feldspath et dire ainsi si l'on est en face de trachytes, d'andésites ou de basaltes. Notons que le plagioclase a souvent un contour guilloché. Il est aussi impossible de préciser la nature des cristaux, relativement gros, d'un minéral ferro-magnésien (pyroxène ou péridot), totalement pseudomorphosé en chlorite, calcite, quartz et produits ferrugineux. La destruction de ces cristaux détermine des alvéoles qui donnent un aspect vacuolaire trompeur à certaines de ces roches. La biotite, toujours en fines paillettes, n'est jamais très abondante par rapport aux autres minéraux. L'ilménite (et le leucoxène qui en dérive), toujours présente, montre fréquemment une disposition treillisée.

La structure doléritique plus ou moins nette de ces roches à biotite n'est pas toujours homogène : esquisse de deux temps de consolidation (filon au NE d'El-Maress), ségrégations à grain fin et à disposition sphérolitique (filon du Ras-bou-Ferrouck).

On peut se demander si ces filons ont subi l'empreinte du métamorphisme. L'absence totale de schistosité et l'existence de biotite, brunâtre ou plus souvent verdie (en voie de chloritisation), dans ces zones épimétamorphiques méritent d'être discutées.

La finesse du grain de ces roches peut rendre compte de l'absence de schistosité. D'autre part, la faible taille des lamelles de biotite a pu empêcher leur destruction, comme M^{me} Jérémiane l'a souligné à propos de roches vosgiennes. Wiseman (1934, p. 376) et Tilley (1938) citent d'ailleurs des cas de roches basiques métamorphisées où la biotite, verte ou brune, se rencontre jusque dans la « chlorite zone » (micaschistes à chlorite et muscovite). On ne peut néanmoins exclure, pour les filons qui nous occupent, un âge plus ou moins postérieur au métamorphisme général.

La présence de biotite dans ces roches pose un problème. Ce mica semble primaire dans la plupart des cas. Sa juxtaposition occasionnelle aux prismes d'un ancien pyroxène ouralitisé (?) n'implique d'ailleurs pas obligatoirement qu'il en dérive (Lacroix, 1893-95, t. I, p. 666). Un certain doute plane néanmoins sur le mode de production de cette biotite.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES A L'ÉTUDE DES ROCHES ÉRUPTIVES SANS QUARTZ

Nous avons déjà exposé la difficulté de dénommer exactement les roches éruptives sans quartz que nous venons de décrire. Elles appartiennent à trois catégories principales.

On trouve d'abord d'anciennes *syénites* à grain plus ou moins fin. Nous ne connaissons que deux gisements de ces roches filoniennes, considérablement transformées. Il est possible que les « albito-

phyres » des Aïssa-Mimoun, en Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951, p. 93), roches essentiellement feldspathiques, puissent être comparés à nos anciennes syénites.

Quant aux roches éruptives à grain fin contenant de la biotite, nous avons posé plus haut le problème de leur âge par rapport au métamorphisme. Nous penserions volontiers à d'anciennes andésites (filoniennes ou en coulées suivant les cas), étant donné la vraisemblable albitisation subie par leur plagioclase et leur relative pauvreté en éléments colorés.

Les roches éruptives les plus fréquentes dans les micaschistes de notre région peuvent être qualifiées de diabases ou d'« épidiories » au sens anglais du terme (WISEMAN, 1934, p. 355) : roches éruptives métamorphisées contenant ou ayant contenu de la hornblende. Leurs variations minéralogiques et structurales sont plus ou moins considérables. Elles n'arrivent cependant pas à masquer leur parenté originelle : vraisemblablement anciennes diorites ou anciens gabbros, à structure doléritique et à grain variable. Cela reste valable quel que soit leur mode de gisement : filons obliques, filons-couches, coulées (?).

La comparaison s'impose avec les filons-couches d'« épidiories » (à albite) décrites par J. Thiébaud (1951, p. 93) dans les schistes épimétamorphiques de Grande Kabylie. La photographie de l'une de ces roches traduit une identité de structure évidente avec nos propres diabases à hornblende. Il est intéressant de comparer les analyses des roches de ces deux régions :

- a) filon de roche à albite et augite (partie haute des micaschistes; Dj. es-Sendouah : voir AN. 8);
- b) filon-couche de roche à andésine et hornblende (partie basse des micaschistes; Zaouïa : voir AN. 11);
- c) filon de roche à albite-épidote et hornblende (partie basse des micaschistes; Dj. Rhiaïa : voir AN. 9);
- d) filon-couche de roche à plagioclase-épidote et hornblende-chlorite (partie assez basse des micaschistes; Zaouïa : voir AN. 10);
- e) filon-couche de roche à albite et hornblende-chlorite (partie haute des schistes à séricite-paragonite; Aït-el-Mansour : voir THIÉBAUT, 1951, p. 95).

	a	b	c	d	e
SiO ₂	46,67	48,27	43,74	48,12	51,2
Al ₂ O ₃	15,75	11,91	13,89	14,29	18,4
Fe ₂ O ₃	1,37	4,80	4,30	6,35	4,8
FeO	7,49	7,06	8,77	3,47	n.d.
MnO	0,13	0,22	tr.	0,22	
MgO	10,99	6,74	7,02	3,19	4,4
CaO	6,75	9,90	9,80	10,00	9,6
Na ₂ O	3,71	4,43	4,45	5,12	7,2
K ₂ O	0,14	0,97	1,14	1,48	0,11
TiO ₂	1,76	3,25	1,40	3,40	2,2
P ₂ O ₅	0,11	0,15	0,16	0,11	0,2
H ₂ O —	0,35	0,27	0,20	0,14	1,8
H ₂ O +	4,95	2,08	3,07	2,87	
CO ₂	0,29	—	2,45	0,85	—
Total	100,46	100,05	100,39	99,61	99,8
si	105,92	114,04	97,72	128,12	133,91
al	21,03	16,59	18,23	22,36	28,26
fm	54,19	46,67	47,05	33,39	26,69
c	16,41	25,11	23,45	28,59	26,84
alk	8,37	11,63	11,26	15,66	18,21
ti					4,39
k	0,02	0,13	0,14	0,16	0
mg	0,69	0,51	0,49	0,38	0,65

Dans tous ces exemples, la potasse n'est jamais abondante. Les roches placées haut dans les micaschistes en contiennent peu ($a : 0,14$; $e : 0$). Celles situées dans des zones moins élevées en ont davantage ($b : 0,97$; $c : 1,14$; $d : 1,48$). Mais l'accroissement corrélatif en soude n'atteint point, dans notre région, les chiffres donnés pour la Grande Kabylie. De nouvelles analyses seraient nécessaires pour conclure.

Nous avons par ailleurs rassemblé les analyses d'un certain nombre de diabases provenant de diverses régions métamorphiques, en fonction des transformations plus ou moins intenses de leur plagioclase et de leur pyroxène initial. Ni ces analyses ni les valeurs de Niggli que nous en avons tirées ne permettent de parler d'évolution chimique dans un sens déterminé. A ce titre, nos roches diffèrent peu de dolérites beaucoup plus récentes de la région d'El Milia.

On doit souligner l'identité presque parfaite des analyses de nos roches à hornblende (en particulier celles du laccolite de Texenna) avec celles de roches éruptives non transformées comme gabbros, basaltes, etc... L'analyse de nos roches (AN. 8 à 11) permet d'obtenir des paramètres curieux. En effet le calcul indique un net déficit de silice, exprimé par la présence d'olivine calculée et de néphéline calculée. Ces deux minéraux n'apparaissent pas à l'examen optique. Nous ne pouvons attribuer ce fait qu'à la composition de l'amphibole. Il s'agit donc de *roches hétéromorphes* : vraisemblablement ce caractère est hérité des roches éruptives initiales, sans que le métamorphisme soit nécessaire pour l'expliquer.

Dans le cadre des régions cristallophylliennes du littoral algérien, notre secteur apparaît comme singulièrement privilégié au point de vue des venues de roches éruptives non quartziques au Primaire ancien. En Grande Kabylie, outre les exemples rapportés par J. Thiébaut, on ne peut guère citer que les « amphibolites » de la région de Michelet, qui, d'après L. Royer (1937 c, p. 21) seraient des diabases métamorphisées. En Petite Kabylie orientale, nous avons mis en évidence des diabases à hornblende, interstratifiées dans les schistes épimétamorphiques de la zone des Tourniots d'El-Kantour et du haut O. Refref. L'« amphibolite du port de Philippeville » (Joleaud, 1914 d) qu'entourerait une « auréole de schistes verdâtres amphiboliques » pourrait en être aussi rapprochée, bien que, juste à l'E de là, dans le massif de l'Edough, des roches schisteuses analogues, interstratifiées dans les micaschistes au N de Bugeaud, soient, selon J. Hilly (*in* BOLFA, ..., 1952), d'origine sédimentaire.

C. Roches éruptives ultrabasiques

Nous supposons que les serpentines de la région de Texenna dérivent d'anciennes roches ultrabasiques. Leurs modes de gisement sont de deux ordres :

— *Des serpentines stratifiées*, apparemment liées au complexe vert du laccolite de Texenna. L'association des serpentines aux diabases n'est d'ailleurs pas évidente : les serpentines jalonnent de place en place le contact anormal bordier chevauchant de la Petite Kabylie (fig. 18). Les principaux gisements reconnus sont (pl. 2) :

- 1° gros amas, 500 m au NW de la Mat el-Misa;
- 2° « lentilles » au SE de ce village, en deux points (Tam.; $x = 777,45$; $y = 375,6$; et $x = 777,7$; $y = 375,3$);
- 3° bande étroite, visible sur 200 m de part et d'autre de l'ancienne route Texenna-Mila, sur la rive droite du Djendjene (Tam.; $x = 778,5$; $y = 373,9$);
- 4° serpentine broyée (fig. 17), sur 1 m d'épaisseur, entre Cristallophyllien et Flysch crétaé, le long de l'actuelle route Texenna-Mila (Tam.; $x = 779,4$; $y = 373,3$);
- 5° autour de l'éperon de Sidi-Ali-Belri, au NE d'El Maad.

Cette liste n'est pas exhaustive. Presque jamais d'ailleurs ces affleurements ne sont susceptibles d'être cartographiés, en raison de leur exiguïté.

— Des serpentines incluses dans un filon de dolérite à augite, au NW de Texenna (Dj. es-Sendouah).

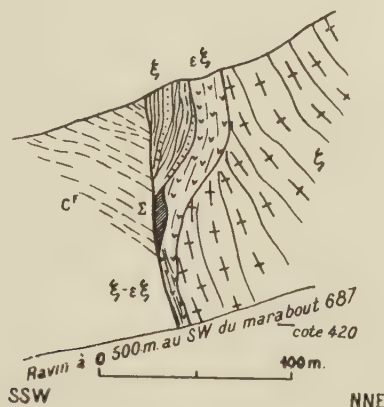


FIG. 18. — Situation de la serpentinite au SW du Rekiba-es-Sebabet.
ζ, gneiss; ξ, micaschistes; εξ, roches vertes (diabases); Σ, serpentinites. Flysch crétacé : cf.

DESCRIPTIONS ET INTERPRÉTATIONS

1. SERPENTINES ASSOCIÉES AU LACCOLITE DE TEXENNA

On peut en distinguer macroscopiquement trois types. Ces différences d'aspect traduisent la diversité des assemblages minéralogiques.

PREMIER TYPE : Un exemple en a été choisi dans l'affleurement situé au NW de la Mat el-Misa. La roche, d'aspect compact, de couleur vert-noir, montre de grandes plages brillantes de bastite, pouvant atteindre 1 cm.

En lame mince, la partie compacte présente une très belle structure maillée. Comme il est normal, la magnétite, en minces filets, dessine des figures variées. Dans un certain nombre de cas, le centre des mailles est occupé par un amas micacé, où l'on reconnaît de minuscules paillettes enchevêtrées d'une phyllite. Selon toute vraisemblance, cette dernière épigénise de l'olivine ayant préalablement échappé à la serpentinitisation.

Les lamelles de bastite sont parfois traversées par des baguettes d'une ouralite presque incolore (trémolite). Cette amphibole a des dispositions variables : rarement suivant le clivage de la bastite, beaucoup plus souvent dans des plans à 45° de ce dernier. Des amas de chromite aux formes capricieuses sont associés à la bastite.

La courbe thermique¹ présente :

- une très faible inflexion due au départ de l'eau hygroscopique;
- un très léger crochet endothermique (480°), probablement dû à l'illite;
- un grand crochet endothermique (650°), suivi d'un petit, exothermique.

Il s'agit d'antigorite α.

En résumé, cette « serpentinite à bastite » montrait donc de l'olivine, qui dominait, de grands cristaux d'un pyroxène magnésien et un peu de chromite. La roche originelle devait être une harzburgite.

1. Toutes les courbes thermiques et leur interprétation ont été effectuées au laboratoire de Minéralogie du Muséum national d'Histoire naturelle, grâce à l'obligeance de Mlle CAILLÈRE.

Une roche très analogue à la précédente a été recueillie dans un éboulis au S de Texenna. Macroscopiquement, cette roche est d'aspect treillissé : cela est dû à des filonnets de carbonates (en général giobertite, d'après la courbe thermique, mais aussi calcite) qui donnent à la roche une teinte brun-jaunâtre. En lame mince, cet échantillon est identique à celui décrit plus haut : la seule différence est une plus grande richesse en bastite, que parcourent des filets de « chrysotile ».

La courbe thermique de cet échantillon montre un crochet endothermique très grand vers 600° et une inflexion exothermique (750°) sur sa branche remontante. Plus loin (820° et 870°) il y a deux accidents exothermiques dont la giobertite est responsable.

DEUXIÈME TYPE : Les roches de ce type, plus fréquentes que les précédentes, ont une couleur vert foncé. Elles se délitent en tous sens suivant de nombreuses surfaces de friction, brillantes et parfois revêtues d'un enduit de serpentine vert-jaune. Nous en décrirons deux exemples. Le premier échantillon provient du ravin à l'E de Sidi-Ali-Belri.

Au microscope (pl. 16, ph. 4), on remarque ici encore des cristaux de bastite, à la vérité petits et en général dispersés. Le fond de la roche présente une intrication d'antigorite, en minuscules lamelles enchevêtrées, et de grandes lames d'une chlorite blanche (clinochlore). On doit souligner que cette chlorite ne s'est pas développée sur la bastite. A l'inverse, celle-ci montre parfois des taches de calcite; ce carbonate peut aussi s'associer aux filets de « chrysotile » qui parsèment la roche. Enfin, on note d'innombrables petites taches de magnétite.

La courbe thermique montre :

- à 100°, un crochet endothermique à peine marqué;
- à 650°, un grand crochet endothermique, avec, à 750° et 820°, des inflexions sur la branche ascendante.

Cette courbe fait immédiatement songer à un mélange antigorite-chlorite; un diagramme de rayons X montre effectivement, à côté des raies de l'antigorite, une faible raie à 14 Å, attribuable à la chlorite.

En résumé, on pourrait admettre que la chlorite dérive d'une hornblende (?), comme dans les diabases voisines. Il est plus difficile de préciser si toute la serpentine provient des pyroxènes ou si des périclites ont aussi existé.

Un second échantillon a été recueilli sur la vieille route Djidjelli-Mila (Tam.; x = 778,5; y = 373,9). Au microscope, comme dans l'échantillon précédent, on constate que les cristaux de bastite sont petits et rares. Le fond de la roche montre des fibres ténues d'antigorite, disposées en tous sens; parmi elles, des amas plus ou moins arrondis de pennine (?). D'assez gros cristaux de magnétite primaire sont dispersés dans la préparation. Ce qui fait l'originalité de la roche est son extraordinaire richesse en amas de leucoxène (ne formant cependant qu'un assez faible volume de la roche). L'ilménite ayant donné naissance au sphène n'est que rarement conservée.

La courbe thermique montre :

- un très grand crochet endothermique à 640°, que suit, immédiatement après (820°), une inflexion exothermique;
- un deuxième crochet exothermique très écrasé, qui s'étale entre 950° et 1.050°.

Il s'agit presque uniquement d'antigorite α .

En résumé, cette roche, comme les diabases voisines, est très riche en titane. Il est difficile de préciser son origine.

TROISIÈME TYPE : Un échantillon en a été recueilli au SE de la M^{at} el-Misa. La roche possède un aspect noduleux, un peu comme une peau de serpent : des amygdales vert-jaune sont entourées d'un lacs noir. La roche présente en surface une altération due aux agents atmosphériques, sous forme d'une croûte blanche, que l'on rencontre aussi dans les joints des fissures.

En lame mince, les lamelles d'antigorite sont extrêmement fines, à peine visibles aux forts grossissements. Une poussière de magnétite imprègne la serpentine. D'assez gros cristaux de magnétite primaire s'observent dans la masse, que sillonnent d'innombrables filets de « chrysotile ». Enfin de petits agrégats micacés brun-jaunâtre sont parfois comme accrochés à la magnétite secondaire.

L'analyse thermique montre la courbe typique d'une antigorite α : grand crochet endothermique à 650°, suivi d'un dégagement exothermique très marqué vers 850°.

2. SERPENTINES DU FILON DU DJ. ES-SENDOUAH

Le grand filon du Sendouah dont nous avons déjà (p. 70) précisé la situation, comporte des parties doléritiques, antérieurement décrites, et des parties serpentineuses, dont il va être question.

La serpentine présente en général les caractères du « premier type » décrit dans le paragraphe précédent. Des plages de bastite, plus ou moins abondantes, sont noyées dans une masse d'antigorite finement cristallisée. Cette serpentine possède une structure typiquement maillée, passant parfois insensiblement à une structure fenestrée. Exceptionnellement nous avons observé une structure fibreuse enchevêtrée : dans ce cas, la bastite est nettement envahie par les fibres d'antigorite.

La magnétite est en général abondante, particulièrement en amas dans la bastite. Des filets de « chrysotile » sont fréquents.

L'analyse thermique différentielle confirme le mélange des deux variétés α et β d'antigorites, l'une ou l'autre pouvant dominer suivant les cas.

Ces serpentines peuvent donc dériver, pour la plupart, d'anciennes roches éruptives à olivine et à pyroxènes (harzburgites,...).

Nous avons étudié plus particulièrement *la bordure du filon* du Sendouah (éponte E, sur le sentier forestier principal). Au contact des schistes sériciteux encaissants, on trouve une serpentine typique, ensuite, vers l'intérieur du filon, des roches très riches en chlorite.

A 20 cm du bord du filon, l'assemblage minéralogique est le suivant : d'abord du clinocllore en petites fibres enchevêtrées, puis d'anciens cristaux trapus transformés en antigorite (?) et porteurs dans leurs clivages de minuscules agrégats de leucoxène et de magnétite.

L'examen aux rayons X élimine la possibilité de présence du talc, que laissait supposer l'analyse thermique. Par ailleurs ces deux procédés confirment l'existence de chlorite (abondante) et probablement d'antigorite (subordonnée).

A 50 cm à l'intérieur du filon, on trouve une roche analogue, formée en presque totalité par du clinocllore, traversé par des traînées zigzagantes de pennine. Ici le leucoxène (voisinant avec de la calcite) montre de petits cristaux isolés, répartis au hasard. Il n'est pas possible de distinguer sous le microscope l'antigorite probable, indiquée par l'analyse thermique.

La magnétite se présente en grands cristaux bien développés. L'apatite est elle aussi abondante mais en petits éléments.

On peut se demander si l'on ne se trouve pas en présence d'anciennes roches éruptives à amphibole (chloritisée) et à pyroxène (serpentinisé), en quelque sorte intermédiaires entre les actuelles dolérites et les actuelles serpentines de ce filon.

CONCLUSIONS ET COMPARAISONS

Les serpentines de la région de Texenna, en dépit de leurs deux modes de gisement, semblent constituer un ensemble unique. Leur liaison avec les roches basiques (diabases métamorphisées) paraît évidente : elle est telle que nous avons envisagé que les serpentines pouvaient dériver de ces dernières, mais un tel processus est chimiquement difficile à concevoir.

Nous supposons donc qu'il s'agit d'anciennes roches ultrabasiques, péridotites et pyroxénolites,

passant, par des intermédiaires, aux diorites ou gabbros voisins. Aucune raison sérieuse ne permet d'admettre que les serpentines dérivent du métamorphisme de roches carbonatées, comme la chose a été soutenue ailleurs. Presque jamais en effet, on ne rencontre dolomies et serpentines au voisinage les unes des autres. L'allure en filon des roches du Sendouah nous semble au surplus concluante.

L'association de roches basiques et ultrabasiques n'a rien de surprenant, si les premières résultent bien, comme nous l'avons admis à Texenna, d'intrusions en filons-couches. On peut, au choix, supposer une différenciation du magma dont les parties lourdes se seraient rassemblées sous forme de périclites et pyroxénolites, ou des venues successives utilisant les mêmes voies (ce second processus peut être admis pour le filon du Sendouah), à la manière des filons d'Arvieu (ROQUES, 1941, p. 152-153).

La comparaison s'impose entre nos serpentines et celles du reste du « bourrelet liminaire africain ». Dans la *Kabylie de Collo*, à 80 km au NE de la région de Texenna, on connaît depuis longtemps un grand massif de serpentines, étudié par Curie et Flamand (1890, p. 36-37) et par M. Roubault (1934, p. 114-118). Ces auteurs considéraient que ces serpentines résultaient de la transformation de lherzolites, localement reconnaissables. Suivant une hypothèse récente (ROUBAULT, 1951), au contraire, ces serpentines dériveraient du métamorphisme de dolomies.

Les serpentines du *Rif espagnol* doivent être aussi évoquées. A Ceuta, où elles « recourent » la série métamorphique (FALLOT, 1937, p. 303), au cap des Trois-Fourches et surtout à Gomara (FALLOT et MARIN, 1939, p. 117-123), elles paraissent résulter du « métamorphisme d'une lherzolite », souvent non transformée.

Elles seraient identiques à celles de la Serrania de Ronda, dans le *domaine bétique* (DE ORUETA, 1917, p. 143-297). Ces roches, mise à part une mince altération de surface, ont parfois été serpentinisées en masse. En dépit d'arguments avancés récemment (BLUMENTHAL, 1930; FALLOT, 1948), il n'est pas exclu que ces roches soient d'âge primaire. Trois faits principaux sont à rappeler. Ces roches sont traversées par des filons de granulites, aplites à tourmaline, etc..., identiques à ceux qui lardent les gneiss et schistes métamorphiques voisins, souvent suivant leur stratification, et qu'on doit attribuer à un processus de métamorphisme général (DE ORUETA, 1917, p. 267-268; BLUMENTHAL, 1930). Des minéraux de ces serpentines seraient remaniés dans les poudingues triasiques (DE ORUETA, 1917, p. 264). Le processus de serpentinisation en masse est d'ailleurs attribué presque unanimement au métamorphisme.

Il n'est pas exclu que ce dernier soit, dans le domaine bético-rifain comme dans le domaine kabyle, d'âge calédonien (DURAND DELGA, 1951 b). Les venues de roches ultrabasiques seraient ainsi d'âge probablement silurien¹.

3. — LES ANCIENNES ROCHES DÉTRITIQUES OU CARBONATÉES

Ni les roches détritiques ni les roches carbonatées ne constituent de niveaux bien importants dans le complexe des micaschistes. Dans les deux cas, ces intercalations n'ont qu'une valeur assez locale.

A. Roches d'origine détritique

Les intercalations gréseuses et quartzitiques ont été décrites plus haut, en même temps que les micaschistes les admettant. Rappelons la pauvreté de ces types pétrographiques en silicates de métamorphisme. Dans ce paragraphe, il ne sera question que des niveaux à feldspaths détritiques.

Ces grès feldspathiques — ou arkoses, si l'on suit la définition de Brongniart, à peu près reprise par Cayeux — forment des lentilles d'importance variable à divers niveaux du complexe des micaschistes et surtout vers son sommet. Ces roches montrent deux modes de gisement.

1. Rappelons aussi l'existence du minuscule affleurement de serpentines « litées » de l'O. Madakh (SADRAN, 1952 b, p. 22-24) en Oranie, d'origine, de position et d'âge indéterminés.

Les unes sont associées au complexe des porphyroïdes. Il est hautement vraisemblable qu'elles en dérivent. De ce fait, il est nécessaire d'envisager que tout ou partie des porphyroïdes a représenté des coulées, qui ont pu être soumises à l'érosion dès après leur épanchement. Nous avons vu qu'une telle interprétation pouvait être admise dans bien des cas.

D'autres arkoses sont isolées au sein des micaschistes. Leur origine pose des problèmes plus délicats.

ROCHES ARKOSIQUES EN LIAISON AVEC LES PORPHYROÏDES

Nous en décrivons un certain nombre d'exemples, où la nature détritique des minéraux ne saurait faire de doutes.

1. *Un premier type* est bien représenté dans la région à l'W des Ouled-Askeur. Ainsi, à 300 m à l'ESE du marabout Chouf (cote 488), on rencontre une roche grise, compacte, dont le constituant essentiel est le quartz. Les grains en sont parfois arrondis : leurs dimensions vont en moyenne de 1 à 3/10 de mm. Le feldspath, assez abondant, est une albite nettement détritique. Certains éléments montrent sans ambiguïté qu'elle dérive de microcline, localement conservé. Des débris d'associations micropegmatitiques, caractéristiques de certains porphyroïdes, sont quelquefois visibles. De la chlorite (pennine) est parfois associée à la séricite qui parsème la roche. On remarque encore du rutile, de la tourmaline, des zircons.

2. *Un deuxième type* de grès feldspathique, très différent, est observable dans le lit de l'O. bou-Mimoun (S. Mer.; x = 807,9; y = 378,25). Il s'agit d'une roche schisteuse noire, brillante. La structure est grano-lépidoblastique. L'albite, et aussi le microcline, sont abondants, bien que le quartz domine. La muscovite, bien alignée, fait apparaître la foliation de la roche. On relève aussi de la tourmaline verte, de l'ilménite et du leucoxène, du rutile. Enfin un carbonate, souvent jauni sur les bordures, parsème la roche.

3. *Un troisième type* est assez fréquent, en particulier dans la région des Beni-Afeur : il s'agit d'un grès verdâtre, nettement schisteux.

Au microscope, le fond de la roche est constitué par un feutrage de séricite semblant dériver de plagioclases, dont certains sont encore reconnaissables. De nombreux débris de quartz à extinction très roulante, en général de forme quelconque, sont dispersés dans la roche : leurs dimensions n'excèdent pas 1 à 2/10 de mm. A côté de la séricite, on note de la muscovite, en filets contournés mais alignés suivant la foliation de la roche. Elle paraît, au moins pour une part, dériver de biotite, dont on aperçoit des restes décolorés. Des filets ferrugineux parcourent la roche en tous sens. Les minéraux accessoires (tourmaline, zircon, produits titanés) sont rares.

4. On trouve enfin parfois, dans le complexe des « porphyroïdes », des *roches brunâtres* où la calcite joue un rôle essentiel. Le carbonate paraît dériver d'anciens feldspaths; l'albite peut exister à côté. Le quartz, peu abondant, est plus ou moins broyé. Séricite, en petites gerbes, et surtout chlorite sont souvent présentes.

ROCHES ARKOSIQUES INDÉPENDANTES DES PORPHYROÏDES

Certaines paraissent dériver de roches basiques : il s'agit tantôt de schistes verts (« green-beds » des auteurs de langue anglaise), tantôt de schistes à albite. D'autres proviennent probablement du remaniement de roches acides.

1. ROCHES DÉTRITIQUES DÉRIVANT DE ROCHES BASIQUES

LES « GREEN-BEDS »

A peu de distance en aval du confluent du haut O. Irdjana et de l'O. bou-Yarmaï, on relève, intercalés dans les schistes à séricite, des micaschistes à biotite, noirs et compacts (pl. 14, ph. 4). On y observe en lame mince : quartz, albite, biotite, épidote, ilménite, leucoxène, chlorite, calcite.

Les éléments blancs forment plus de la moitié de la roche. Quartz et albite, en cristaux minces et allongés, semblent en proportion équivalente. La biotite brune, extrêmement fraîche, montre des lames plus ou moins épaisses; elle se présente parfois aussi en amygdales où la cristallisation s'est faite perpendiculairement à la

foliation. L'épidote forme d'innombrables prismes bien alignés, le plus souvent associés aux lames de biotite. L'ilménite est fréquente : elle est en général transformée en leucoxène. La chlorite verte, rare, semble dériver du mica noir. Des filonnets de chlorite et de calcite recoupent la foliation.

Cette roche bizarre a été analysée (AN. 12). Il ne semble pas qu'il puisse s'agir d'une ancienne roche éruptive : on ne remarque en effet aucune structure-relique, en dépit de la faiblesse du métamorphisme dans cette zone.

Une telle composition minéralogique s'apparente par contre étroitement à celle de certains « green-beds » décrits dans la série dalradienne d'Écosse (PHILLIPS, 1930). Ces dernières formations, quoique se trouvant dans la « chlorite zone » des auteurs britanniques, admettent des niveaux à mica noir (à cristallisation parfois rayonnante) et à épidote parfaitement alignée, dans un fond riche en quartz et albite. Ces roches ont aux yeux des auteurs anglais la composition globale d'un matériel détritique directement dérivé de la destruction de roches basiques.

LES SCHISTES A ALBITE

Un bon exemple se présente dans le haut Irdjana. On rencontre, interstratifiée dans les schistes à séricite, 600 m au SSE de la cote 649, une roche d'aspect gréseux et de teinte brun-jaune, extrêmement compacte.

L'albite en forme la presque totalité : ses cristaux, de 2 à 3/10 de mm, à bordures guillochées, à disposition entrecroisée, tendent très nettement à s'orienter. Des baguettes de séricite, bien alignées, sont disposées en lits : elles sont associées à des oxydes ferriques.

L'albite est parfois remise en mouvement. De la dolomie (4,96 % de CaO, 3,73 % de MgO dans la roche) et des produits ferrugineux imprègnent cette albitite. La pyrite forme des filonnets et de petits amas.

2. ROCHES DÉTRITIQUES DÉRIVANT DE ROCHES ACIDES

Nous décrirons quelques exemples particulièrement typiques. *Au SW de la cote 1330 du Dj. Ta-Fertas*, au NW du Sidi-Marouf, on remarque, interstratifiées dans les micaschistes, des couches dures, de couleur grise ou verdâtre, déterminant des ressauts dans la topographie et semblant se fondre progressivement dans les schistes environnants.

En lame mince, ces roches se montrent très riches en albite. Ce feldspath constitue de petits yeux et en outre de plus petits cristaux, intriqués avec ceux de quartz. Les gros cristaux dérivent d'un feldspath potassique complètement albitisé. Le quartz est en proportion très variable. La biotite, très abondante, forme de longues et minces lamelles ; elle est plus ou moins chloritisée, cette pennine pouvant imprégner toute la roche. La muscovite, rare, est intimement associée au mica noir. Le sphène est extraordinairement fréquent. Il y a aussi un peu d'apatite et parfois de la calcite secondaire.

Il semble s'agir de grès feldspathiques, ayant recristallisé non loin du front des migmatites.

Dans la région au S d'Aïn-Kechera, on observe parfois des intercalations de roches analogues, de teinte blanche et d'allure très schisteuse. Citons les gisements suivants : Djebanet el Jad ; route au NW de Fedj-el-Mekta ; O. Ourli ; etc.). La richesse de ces roches en micas (biotite et muscovite) ou en feldspaths (albite en fines intrications ou en petits yeux, souvent à aspect d'albite de substitution ; parfois microcline) est très variable. Notons que des lits d'aspect très analogue représentent en réalité des niveaux de quartzites micacés. Le fait le plus frappant est la brutalité de la transition schiste-grès feldspathique.

Au SW du Sidi-Marouf, près du marabout de Sidi-Barkate (S. Mer. ; x = 810,8 ; y = 373,6), on voit dans les schistes à séricite une intercalation d'une roche violette, compacte, à grain très fin, montrant des paillettes de mica blanc et des taches de chlorite verte, et qui est un véritable psammite.

Au microscope, le quartz, qui forme environ le quart de la roche, est sous forme d'innombrables débris à contours anguleux : de très petites dimensions, il n'atteint que rarement 1/10 de mm. Le fond de la préparation montre de la séricite et des produits argileux, d'où se détachent quelquefois des plagioclases non identifiables. La muscovite, assez fréquente, est en lamelles diversement orientées. On note aussi de la biotite verte, ayant expulsé une partie de son fer. La chlorite forme fréquemment des lames ou de petits amas. Enfin, de nombreuses baguettes d'oxydes ferriques peuvent témoigner de l'ancienne richesse en biotite de la roche.

Celle-ci semble passer à une roche verdâtre, beaucoup plus gréseuse d'aspect et de structure, où les micas sont disposés en bandes parallèles, et où la zoïsité, en minuscule cristaux, est abondante, ainsi que divers autres minéraux accessoires.

CONCLUSIONS ET COMPARAISONS

Les arkoses associées aux porphyroïdes ou trouvées à leur voisinage montrent à l'évidence des débris arrachés à ces roches éruptives, comme par exemple des fragments détritiques de micropegmatite. Il faut donc admettre que ces venues ont atteint la surface, sous-marine ou terrestre. De telles associations sont connues ailleurs (ROQUES, 1951, p. 255-256).

L'interprétation des lits interstratifiés, isolés des roches éruptives, est un peu plus délicate bien que vraisemblablement analogue. Il convient cependant de ne pas rejeter l'idée de l'existence possible de niveaux schisteux, originellement très riches en soude, ayant recristallisé. On ne peut objecter la faiblesse du métamorphisme au sommet des schistes satinés, cette recristallisation pouvant s'effectuer dans des séries sédimentaires intactes.

Des roches comparables ont été décrites dans des régions voisines : psammites dans la Kabylie de Collo (ROUBAULT, 1934, p. 61), arkoses métamorphiques en Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951, p. 92).

B. Roches carbonatées métamorphisées

Les niveaux calcaires ou dolomitiques dans les micaschistes n'ont qu'une faible importance. Ce sont en général, assez bas dans la série, de minces et rares intercalations dont la longueur ne dépasse qu'exceptionnellement quelques dizaines de mètres.

On en trouve de nombreux exemples dans la bande de micaschistes qui plonge sous les gneiss tout au long de la limite méridionale du massif ancien de Petite Kabylie. Plus précisément, on en observe entre Graiou et le Bordj du Sidi-Marouf; vers la Mat Chala; à l'E de Sidi-Ouchnek; à l'E de la Mat Ouled-Amrane; entre le Dj. el-Mouïssa et la Mat Rhebala; entre Texenna et la Zaouïa du Djendjene. Plus au N, dans les grands affleurements de micaschistes qui s'étalent de part et d'autre du large synclinal à matériel nummulitique des Ouled-Askeur, on trouve des calcaires tout à fait analogues aux précédents. On a ainsi les multiples lentilles du Dj. Ta-Fertas (cote 1306); celles du Dj. Ffour; celles, dispersées et très réduites, au S du Bordj de Chahna; celles du Ras-bou-Ferrouck, aux Beni-Afeur, etc...

Enfin, dans le massif du Moul-ed-Demamene, au S d'El Milia, on trouve des formations lenticulaires, très puissantes, de calcschistes phylliteux, passant à des calcaires peu ou pas métamorphiques.

Nous décrirons successivement les diverses catégories de roches carbonatées d'après leur structure et leur composition minéralogique.

1. LES CIPOLINS : Nous nommons ainsi, comme dans le complexe gneissique, des calcaires cristallins à minéraux silicatés. Ils sont rares dans les micaschistes. Nous en citerons quelques exemples.

Le premier provient du Dj. Ta-Fertas, au SW de la cote 1306, dans la zone des micaschistes à deux micas. Il est d'allure très cristalline et riche en phyllites. L'analyse¹ partielle (L. Visse) de cette roche atteste qu'il s'agit d'un calcaire légèrement magnésien :

CaO : 35,12 MgO : 1,16 SiO₂ : 33,20

Au microscope, on relève comme minéraux : calcite, quartz, muscovite, biotite, chlorite, épidote, tourmaline...

La calcite domine dans cet échantillon; ses cristaux, allongés suivant la foliation, atteignent en général 1 à 2 mm. Des lits discontinus de quartz (quelques dixièmes de mm) les séparent. Il s'y associe des micas : de la muscovite en grandes lames, plus rarement de la biotite vert-brunâtre en voie de chloritisation et de la chlorite. L'épidote est abondante et bien alignée, comme d'ailleurs les micas. On relève encore de petits prismes de tourmaline verte, du rutile en fines aiguilles, souvent associées à la biotite, un peu d'apatite, quelques zircons.

Le deuxième exemple que nous citerons provient des micaschistes à biotite et muscovite de la région d'El-Ouazta, non loin de la limite supérieure des gneiss cœillés. Ce cipolin, compact, est riche en minéraux, identiques à ceux de l'exemple qui vient d'être cité. Il s'y ajoute cependant de nombreux cristaux de microcline et du sphène. L'épidote et la biotite, pléochroïque du vert-brun (n_g) au vert-jaune (n_p), sont beaucoup plus abondantes que précédemment.

On peut encore rapporter aux cipolins une roche noirâtre, litée, qui se trouve au SE du Dra-el-Fertasa, associée au complexe des roches vertes.

La calcite y est en petits cristaux (autour de 2 à 3/10 de mm). Les micas sont fréquents. Il s'agit essentiellement d'une biotite déferriée, ayant évolué en mica blanc chargé d'oxydes ferriques dans les plans de clivage; la biotite résiduelle, ayant échappé à cette action, est par ailleurs souvent transformée en chlorite (clinocllore). On note encore de la phlogopite. Le quartz, abondant, est en grains minuscules.

Ces cipolins sont assez pauvres en dolomite. Deux analyses partielles ont été faites. La première se rapporte à un calcaire magnésien situé au N du Sidi-Marouf (S. Mer.; $x = 814,0$; $y = 376,3$) :

CaO : 49,23 MgO : 2,27 SiO₂ : 6,80

La seconde à un échantillon de la grande lentille entre Graïou et le Bordj du Sidi-Marouf (S. Mer.; $x = 812,5$; $y = 375,15$) :

CaO : 51,37 MgO : 0,80 SiO₂ : 7,75

2. LES CALCAIRES MARMORÉENS : Nous entendons sous ce vocable des calcaires cristallins très pauvres en silicates (micas, etc...). Ils sont rares.

Un exemple typique s'observe au S du Dj. Frour. Il s'agit d'une roche blanche, compacte. Le microscope permet d'y noter de grands éléments de calcite et quelques rares cristaux de quartz, de muscovite, de pyrite.

3. LES CALCAIRES PHYLLITEUX : Ce sont des calcaires non cristallins, compacts, sans silicates autres qu'un peu de mica blanc, invisible d'ailleurs macroscopiquement.

Leur richesse en silice est tout à fait quelconque. Les cristaux de quartz et de calcite ont des dimensions très variables : ils sont parfois extrêmement ténus. Le mica blanc, à côté de rares paillettes de muscovite, revêt presque toujours l'aspect de sérinite, perceptible seulement aux plus forts grossissements : ses paillettes sont plus ou moins bien alignées. Parfois le mica est localisé en quelques lits.

1. Dans toutes ces analyses partielles, le CO₂, non dosé, entre pour une part très notable.

4. LES CALCSCHISTES PHYLLITEUX : Le terme de « calcschiste », dû à Brongniart, était appliqué par cet auteur à des schistes calcareux. Il semble utile, comme on le fait en général, de le réserver pour désigner des schistes calcareux épimétamorphiques.

Un premier type s'observe dans le Moul-ed-Demamene. Certains échantillons possèdent une teinte brun-grisâtre et une structure finement schisteuse, avec des surfaces phylliteuses brillantes et des lits riches en quartz.

Au microscope, cette opposition entre bandes parallèles de composition différente s'accentue. La partie principale de la roche est un calcaire à grain très fin avec un peu de quartz ($1/8$), où la schistosité apparaît grâce à des traînées ferrugineuses et de fines paillettes phylliteuses. Des lits micacés s'intercalent à intervalles irréguliers : leur épaisseur peut atteindre 3 à $4/10$ de mm. Le mica est une muscovite, associée à des oxydes ferriques. Des lits chargés de quartz primaire sont observables. On y voit l'association d'assez gros cristaux de calcite (env. 1 mm) grossièrement alignés, à clivages souvent courbes, et de quartz, en éléments de taille très variable, parfois boudinés, parfois broyés avec des extinctions roulantes. Des filonnets de calcite secondaire cimentent les fissures de la roche.

D'autres échantillons ne diffèrent du précédent que par l'abondance ou la réduction de tel ou tel des minéraux. On note parfois un peu de chlorite, de la tourmaline et des bandes stylolitiques d'oxyde de fer.

Un deuxième type de calcschistes, d'aspect plus schisteux, se rencontre fréquemment dans les intercalations calcaires de la région de Texenna.

La calcite et le quartz primaire montrent des cristaux dont la dimension moyenne est de $1/10$ de mm; les grains de quartz, dispersés, arrondis, présentent des extinctions très roulantes. La séricite forme d'innombrables et très fines paillettes, qui sont responsables de la schistosité de la roche. Assez rarement on trouve des filets de muscovite.

5. LES DOLOMIES : De patine brun-jaunâtre, de cassure plus grisâtre, elles constituent les lentilles carbonatées les plus fréquentes dans les micaschistes. Ces roches sont macroscopiquement très analogues aux dolomies du Lias inférieur. On en voit de bons exemples sur la route de Djidjelli à Texenna, environ à 800 m au NW de cette dernière localité.

Deux analyses partielles ont été effectuées. L'une est celle d'une dolomie au N du col de Fédoulès (S. Mer.; $x = 790,4$; $y = 368,8$) :

CaO : 30,75 MgO : 21,44 SiO₂ : 1,37

Il y a donc plus de 90 % de dolomite.

L'autre analyse a été effectuée sur une dolomie cristalline de l'O. Azraz (S. Mer.; $x = 793,4$; $y = 375,95$) :

CaO : 32,44 MgO : 16,60 SiO₂ : 3,40

La proportion de dolomite est ici de près de 80 %. Nous avons dans les deux cas des dolomies grenues (CAYEUX, 1935, p. 379), parfois presque pures, parfois calcarifères.

Il faut insister sur le fait que, bien que ces dolomies se trouvent parfois dans des zones assez basses des micaschistes, elles ont été pratiquement réfractaires au métamorphisme.

6. LES CALCAIRES NON MÉTAMORPHIQUES : On ne les rencontre que dans le Moul-ed-Demamene, associés aux calcschistes phylliteux.

Typiquement, comme on peut le voir au-dessus de la Mat el-Akbia, il s'agit de calcaires à patine claire et à cassure noirâtre. Dans bien des cas, ce sont des calcaires à entroques, les articles de Crinoïdes formant la presque totalité de la roche. Entre ceux-ci, le microscope montre de très petits cristaux de calcite, de petites accumulations de quartz et des cristaux de dolomite. Parfois — mais le fait est

rare — la schistosité s'accroît : des paillettes de séricite, des fragments de chlorite, des traînées de magnétite peuvent être observés.

On passe insensiblement à des *brèches sédimentaires* : des débris anguleux de roches carbonatées sont englobés dans le ciment du calcschiste : ils sont fréquemment boudinés. On trouve ainsi des débris de dolomies microgrenues, de calcaires à grain ultra-fin, exceptionnellement de calcaires à entroques, et aussi de *calcaires à oolites* à peine reconnaissables. On peut penser que de telles formations bréchiques résultent du remaniement sur place de vases calcaires à peine consolidées.

On note aussi, ailleurs, des *calcaires à lits siliceux* brunâtres mal individualisés.

CHAPITRE V

LE CRISTALLOPHYLLIEN

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Au terme de l'analyse pétrographique objective de tous les faciès cristallophylliens, le moment est venu de faire le point. Dans une première partie, nous nous efforcerons de faire entrer notre description dans le cadre zonéographique actuellement admis et de suivre les étapes théoriques qui ont amené la réalisation des divers faciès métamorphiques. Nous essayerons ensuite de reconstituer la série sédimentaire initiale et de la dater par comparaison avec des régions plus favorisées. Le problème de l'âge du métamorphisme nous retiendra enfin : nous verrons que des sédiments gothlandiens non métamorphiques reposent en discordance sur le Cristallophyllien ancien.

1. — CONCLUSIONS PÉTROGRAPHIQUES

Nous envisagerons successivement la zonéographie, puis les stades du métamorphisme dans le SW de la Petite Kabylie.

A. Zonéographie

Si l'on admet le cadre de la classification de l'École de Clermont (JUNG et ROQUES, 1952), on est amené à distinguer deux ensembles : à la base, des migmatites ; au sommet, des ectinites. Outre ces deux groupes, où l'apport chimique a été respectivement très fort et très faible, il existe des roches où l'apport, quoique notable, n'a toutefois pas modifié les caractéristiques principales des faciès.

Dans un travail préliminaire (1952 d, p. 14), nous avons considéré la série métamorphique comme une série d'ectinites normale, comportant les trois zones des Micaschistes supérieurs, des Micaschistes inférieurs et des Gneiss supérieurs. Dans cette série, la migmatisation aurait développé des gneiss œillés (embréchites). Tantôt (à l'W) ces migmatites auraient formé une passée intraformationnelle vers le sommet des Gneiss supérieurs ; tantôt (à l'E) l'embréchitisation aurait fait « tache d'huile » jusque dans les Micaschistes supérieurs.

Une telle interprétation doit appeler des réserves. La zone des Micaschistes inférieurs, là où elle a été définie, possède une grande épaisseur (quelques milliers de mètres), alors que, en Petite Kabylie, elle serait très mince et parfois absente. De plus, les « Gneiss supérieurs » de cette région comportent bien les minéraux normaux (oligoclase et deux micas), mais il faut reconnaître que la biotite domine presque constamment, jusqu'à devenir exclusive dans certains cas. Enfin, une telle série d'ectinites n'est pas encore définie dans le domaine de la Méditerranée occidentale.

Une autre interprétation semble possible : seule serait conservée la zone supérieure des ectinites (Micaschistes supérieurs), peut-être parfois aussi le sommet extrême des Micaschistes inférieurs. Les parties plus basses auraient subi une transformation d'intensité et de modalités variables. Les vraies migmatites (embréchites et parfois diadysites) résultant d'une métagénèse potassique auraient pu envahir la totalité du domaine des ectinites situé au-dessous des zones conservées qui viennent d'être définies plus haut. Mais ailleurs (dans l'W du territoire décrit) cette métagénèse de caractère potassique n'aurait pas agi aussi haut, bien qu'elle paraisse responsable d'un niveau d'embréchites stratoïdes situées bien au-dessus du vrai front de migmatisation. Entre les embréchites fondamentales et les ectinites, un apport à caractère sodique expliquerait le développement de gneiss fins, véritables

« ectinites métasomatiques » (JUNG et ROQUES, 1952). Au point de vue du terrain, il s'avère délicat de délimiter gneiss fins et gneiss œillés : aussi nommerons-nous par définition front des migmatites, la surface située à la base des micaschistes conservés avec leurs caractères normaux.

Mentionnons toutefois que cette nouvelle interprétation appelle des réserves, la situation relative des divers faciès gneissiques paraissant désordonnée, et en tout cas le développement des « ectinites métasomatiques » se montrant indépendant de celui des vraies migmatites.

Nous examinerons successivement les diverses zones ainsi différenciées, que l'on peut comparer à celles qui ont été définies récemment dans les domaines voisins : Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951) et Sardaigne (GRAULICH, 1952).

1. LES MIGMATITES : La migmatisation semble responsable du développement des embréchites œillées, de la mise en place de roches granitoïdes (localement de vraies diadysites) et d'un « métamorphisme de contact » au front de migmatisation.

Substratum normal des ectinites dans l'E de la région, les embréchites sont réduites à l'W (pour la partie exposée) à un niveau interstratifié au sommet du complexe gneissique.

Il nous paraît impossible de penser que ces gneiss œillés résultent de la déformation et de la transformation de roches grenues acides, comme on l'a affirmé pour ceux de la Kabylie de Collo (ROUBAULT, 1934 et 1952). Il est difficilement concevable qu'un tel phénomène, nécessitant un broyage intense, se retrouve égal à lui-même sur 80 km d'E en W, de Texenna à Aïn-Kechera, sans que nulle part le « granite » originel ne soit conservé avec des structures reconnaissables, ni que les gneiss fins, souvent subordonnés à ces gneiss œillés, ne montrent de phénomènes cataclastiques importants. Notons que tous les auteurs s'accordent, dans les régions voisines, pour considérer ces gneiss œillés comme d'anciennes roches sédimentaires, en particulier dans le proche Edough (HILLY, *in* BOLFA, ..., 1952, p. 70).

Comme on vient de le préciser (JUNG, 1953), les embréchites œillées prennent dans le domaine méditerranéen une ampleur considérable (Pyrénées, Montagne-Noire, Sardaigne, Grande Kabylie, etc...). Il semblera donc banal de préciser que nous n'avons pas découvert, dans notre domaine, d'anatexites ou de granites fondamentaux. L'épaisseur exposée de la série serait d'ailleurs insuffisante pour cela.

L'existence d'embréchites stratoïdes est un fait intéressant à souligner. Des exemples analogues sont bien connus dans le Massif central français : ils ont été décrits par A. Demay et par les pétrographes de l'Ecole de Clermont, particulièrement dans le Limousin et à son voisinage. On a trouvé tout récemment des faits analogues dans le massif du Canigou (GUITARD, 1953). Les causes d'un tel phénomène restent énigmatiques. On ne peut dans notre cas supposer, comme cela a été fait à Bort, la progression de l'*ichor* suivant une surface de glissement tectonique marquée par des roches broyées (JUNG, 1949, p. 237). On imaginerait plutôt des niveaux sédimentaires « prédestinés » à l'embréchitisation, soit en raison de leur « perméabilité », soit à cause de leur composition chimique, soit par suite de la nature primitivement amygdalaire du sédiment (conglomérats, etc...). A cette dernière interprétation, soutenue pour certains niveaux des Cévennes et qui pourrait être admise pour des horizons œillés des curieuses « embréchites » permienues de la zone houillère briançonnaise (ELLENBERGER, 1954), nous préférons, dans notre cas, celle de niveaux originellement feldspathiques (leptynites s.l.), qu'ils soient sédimentaires ou éruptifs. Le problème en tous cas est posé : rien ne permet malheureusement, en Petite Kabylie, de conclure.

Les embréchites ne nous ont pas semblé obligatoirement situées sous la base de la série calcaire rapportée au Géorgien (?) ainsi que G. Guitard l'a décrit dans les Pyrénées orientales. Si l'influence de ces cipolins dans l'arrêt des apports migmatitiques est possible dans le massif du Sidi-bou-Azza,

il convient de rappeler que plus à l'E, au Dj. Frouf, le sommet des cipolins est à plusieurs centaines de mètres sous celui des embréchites.

Un deuxième processus de migmatisation se traduit par la mise en place de roches granitoïdes, essentiellement dans les gneiss fins, mais aussi parfois jusque dans la base des schistes satinés.

Nous avons dit que ces roches se présentent parfois dans le plan de foliation des gneiss : leurs dimensions en sont alors réduites. Il s'agit d'« épibolites » (JUNG et ROQUES, 1952). Un cas très net s'observe au NE du Sidi-Marouf : il paraît à peu près évident que ce faciès de gneiss fins injectés de roches granitoïdes « passe latéralement » vers le SW au faciès des gneiss œillés. Vers la limite entre ces deux faciès, il nous a paru y avoir tous les cas intermédiaires, comme J. Hilly l'a décrit dans l'Edough (*in* BOLFA, ..., 1952, p. 67).

Ces roches se présentent aussi en masses discordantes par rapport à la foliation, en particulier au sommet du complexe gneissique. Aux points où elles envahissent la base des schistes épinétamorphiques, on constate parfois que ces derniers ne sont guère modifiés. On peut donc définir une zone de diadysites, mince et locale (E immédiat d'El Milia, par exemple).

On peut voir dans ce dernier phénomène une sorte de concentration feldspathique au front des migmatites. Mais en outre il existe une vraie « auréole de contact » avec développement de roches spéciales, locales et irrégulières. Il ne peut être question cependant de distinguer ici, comme on l'a fait ailleurs, des sous-zones entre les embréchites et les ectinites.

C'est d'abord un enrichissement en ferro-magnésiens, se traduisant par la naissance de *biotite*. On trouve ainsi des gneiss fins à seule biotite, des micaschistes feldspathiques riches en mica noir et surtout des micacites, où cette biotite est le minéral essentiel.

Ce phénomène s'accompagne, précisément dans le cas des micacites, de la naissance de *silicates dits de métamorphisme* : en général sillimanite, parfois andalousite, staurotide et plus rarement cordiérite. Ces roches paraissent spécialement représentées au voisinage immédiat des embréchites œillées. Aucune règle ne peut encore être énoncée, présidant à l'apparition de tel silicate plutôt que de tel autre.

Une migration du bore au front des embréchites explique aisément le développement de *tourmaline*, localisée en certains niveaux privilégiés, probablement gréseux à l'origine, de la région du Sidi-Marouf (tourmalinites).

De tels phénomènes sont loin d'être exceptionnels. En Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951, p. 97-103) on a lié à un tel métamorphisme « de contact » l'apparition de certains micaschistes à biotite, de micaschistes à andalousite ou à sillimanite ou à grenats : ces dernières roches semblent bien voisines de nos micacites. Dans l'Edough (HILLY, *in* BOLFA, ..., 1952, p. 63-65), des micaschistes à biotite et à nombreux minéraux de métamorphisme surmontent des gneiss qui, près du contact, peuvent être grenatifères ou très riches en tourmaline. En Kabylie de Collo, l'abondance des silicates de métamorphisme dans les micaschistes de base avait poussé M. Roubault (1934, p. 56-60) à imaginer qu'ils représentaient l'auréole de contact de granites transformés par écrasement en gneiss œillés : l'interprétation proposée ici est d'un ordre comparable à celle de cet auteur.

Rappelons que de tels phénomènes sont bien classiques, en particulier dans les Pyrénées (RAGUIN, 1938). Il convient cependant de ne pas perdre de vue que des niveaux sédimentaires hyperalumineux intercalés dans une série soumise à un métamorphisme poussé seront transformés en roches très comparables à celles de ces « auréoles de contact ». On ne peut exclure une telle origine pour certains de nos niveaux, apparemment intercalés sans règle dans le complexe gneissique.

2. LES ECTINITES MÉTASOMATIQUES : Ce sont les gneiss fins dont l'aspect, nous l'avons dit, est typiquement celui de gneiss normaux à oligoclase et deux micas (Gneiss supérieurs de la série des ectinites). Ils peuvent résulter d'une métasomatose essentiellement calco-sodique sur des niveaux originellement micaschisteux.

Cette « bouffée » calco-sodique paraît s'être localisée au-dessous des zones où s'était manifesté antérieurement un apport potassique. Quelle en est la cause? Il ne semble pas que l'on puisse voir là d'anciens niveaux originellement feldspathiques recristallisés; en particulier, les micas n'ont pas la disposition qui est classique dans les leptynites (s.l.).

Une telle « plagitisation » des micaschistes est très vraisemblable en Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951), où les embréchites sont surmontées d'une « zone de transition » qui peut être d'épaisseur considérable et où le feldspath potassique joue un certain rôle. Elle est probable aussi dans l'Edough (HILLY, *in* BOLFA, ..., 1952), où des lits œillés alternent avec des lits feuilletés, ici encore riches en feldspath potassique.

Dans le SW de la Petite Kabylie, le problème est plus délicat. A l'E, les embréchites ont l'air directement au contact des schistes satinés, sans autre feldspathisation au contact que la production locale de diadysites. A l'W, le niveau d'embréchites stratoïdes qui se place vers la partie supérieure des gneiss fins forme souvent le substratum normal des micaschistes. Aucun artifice tectonique ne permet d'échapper à une telle constatation.

Cette métasomatose calco-sodique n'apparaît d'ailleurs nettement qu'en comparant les analyses de nos gneiss fins à celles de nos micaschistes.

Notons que le plagioclase des gneiss fins est une oligoclase souvent assez basique, c'est-à-dire un minéral-repère de la zone des Gneiss supérieurs. Si on admet la généralisation de la série-type du Massif central français nous devrions nous trouver là normalement dans la zone des Micaschistes inférieurs, tout au plus : le feldspath devrait être beaucoup plus acide (albite). La métasomatose est donc ici hétérozonale. Cela rend compte de la convergence de faciès de nos ectinites plagioclasiques avec les Gneiss supérieurs normaux.

3. LES ECTINITES : Elles sont réduites pratiquement à la zone des Micaschistes supérieurs, dont l'épaisseur est de l'ordre de 2 km, certains des micaschistes à deux micas étant peut-être assimilables à ceux du sommet de la zone des Micaschistes inférieurs.

Les analyses effectuées sur les schistes de Petite Kabylie montrent que la proportion relative des alcalins est très normale : richesse notable en potasse (de 2,4 à 8,6 %), relative pauvreté en soude (de 0,2 à 1,7 %).

C'est là une différence importante avec les schistes satinés de Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951, p. 89-91) dont certaines analyses accusent une exceptionnelle richesse en soude (jusqu'à 7,4 %). A dire vrai, les irrégularités considérables dans la proportion relative des alcalins de cette dernière région sont peut-être le reflet de la variété de composition chimique initiale de ces couches, et non le résultat d'une albitisation dont l'irrégularité serait difficilement explicable : rappelons que la moitié des analyses publiées montrent une richesse en Na_2O qui n'a rien d'anormal pour un ancien schiste (jusqu'à 2 % environ). Il serait de plus aisé de trouver des schistes, argiles, marnes, etc..., où cette proportion atteint les chiffres des autres analyses de Grande Kabylie (voir en particulier CLARKE, 1915, p. 250-271).

Par contre, une certaine migration du bore dans les micaschistes semble nette. La tourmaline, souvent figurée, mais en faible quantité, dans les ectinites plagioclasiques, pratiquement absente dans les embréchites, peut être abondante dans les micaschistes. Elle l'est de moins en moins vers le haut et s'est surtout fixée sur des niveaux gréseux.

B. Stades du métamorphisme

Le métamorphisme s'est exercé sur une succession sédimentaire assez homogène, ce qui facilite la description des phases par lesquelles il est passé. Mais les roches éruptives incluses dans cette série ont eu des réactions spéciales, qui seront étudiées plus loin. Ajoutons que de tels stades représentent une vue de l'esprit, car ils ont pu chevaucher les uns sur les autres, leur action successive effaçant plus ou moins les effets de stades antérieurs. Des reprises d'un phénomène déterminé ont pu avoir lieu, pratiquement impossibles à identifier.

1. **ROCHES SÉDIMENTAIRES** : Le premier stade de l'évolution pétrographique des sédiments antérieurement déposés a dû consister dans le développement normal des ectinites, dont il ne nous reste plus que le sommet. Rien ne permet de supposer que ce processus ne s'est pas effectué parallèlement aux strates. Le seul argument, bien faible car très local, se base sur le fait que, dans certains grès, les lits de phyllites sont manifestement obliques à la stratification : il n'est pas exclu qu'il s'agisse d'ailleurs d'anciennes stratifications entrecroisées.

Par contre la migmatisation, qui a suivi, se montre presque incontestablement oblique par rapport à l'ancienne stratification. En témoigne le fait que les cipolins géorgiens (?) se trouvent à divers niveaux par rapport au front des migmatites. Entre Texenna et Chekfa, ils sont à l'extrême base des micaschistes ou à la partie tout à fait supérieure du complexe gneissique; vers le N (Chekfa) et vers l'E (Dj. Frour) ils se trouvent 200 ou 300 m plus bas; au SW du Sidi-bou-Azza, ils atteignent au moins 500 m sous le front des migmatites¹. Cet argument présente d'ailleurs quelque incertitude, car il s'appuie sur l'assimilation à un seul et même ensemble de la masse calcaire intercalée dans le Cristallophylien, ce qui n'est peut-être pas tout à fait exact.

La migmatisation a débuté par un stade potassique, dont témoignent les porphyroblastes des embréchites œillées. Ce phénomène, très classique, n'a pas affecté sensiblement les roches voisines dont la richesse en K₂O est normale, et où le feldspath potassique est régulièrement absent. L'examen des rapports, en lame mince, entre feldspaths potassiques et plagioclases pousse à admettre que les gneiss fins ont pris leur actuel faciès dans une phase postérieure à l'embréchitisation. L'apport est cette fois principalement sodique. Il a progressé jusqu'à des hauteurs variées et a revêtu divers aspects.

Outre la feldspathisation des gneiss fins, on note en effet une albitisation plus ou moins poussée des gneiss œillés. Indépendamment de la perthitisation, et après elle, a eu lieu un phénomène complexe de substitution. L'apport sodique a chassé le microcline des phénoblastes; cet élément a recristallisé en nombreux petits cristaux de microcline très pur, à la périphérie des yeux : un tel processus a été déjà décrit à Bort-les-Orgues (JUNG, 1949). Le phénomène peut même aller plus loin. L'apport de soude donne naissance à un plagioclase assez acide avec expulsion de la silice en excès, sous forme de gouttelettes de quartz; l'ensemble acquiert une structure analogue à une micropegmatite. Les petits cristaux de microcline arrivent même à disparaître : on peut alors supposer que la potasse chassée s'est de nouveau en partie combinée sur place pour donner des micas potassiques.

La comparaison des analyses chimiques d'un gneiss peu albitisé et d'un autre qui l'est presque entièrement paraît confirmer cette évolution :

	Na ₂ O	K ₂ O
gneiss œillé normal.....	4,05	4,90
gneiss œillé albitisé	5,16	2,50

1. Si l'on admet l'hypothèse du pli couché bordier.

A quel moment placer la naissance des lentilles et filons de *roches granitoïdes*? La nature de leur feldspath est très variable et apparemment désordonnée. Il est des roches à microcline que l'on peut lier à la phase potassique de la migmatisation : on les trouve tant à l'intérieur des gneiss fins (où, le plus souvent interstratifiées, elles figurent un début d'embréchitisation) qu'à leur sommet ou même dans la base des schistes satinés (où, souvent discordantes sur la foliation, on peut y voir de vraies diadysites). D'autres roches granitoïdes ne comportent que des plagioclases ou même pas de feldspaths du tout : elles sont peut-être liées à la phase sodique terminale, qui, soulignons-le, n'a pas partout agi également.

Des *phénomènes tardifs* se sont produits. D'une part, dans un grand nombre de roches à mica noir, on constate que la biotite a perdu son fer (à l'état d'oxydes ferriques) et son titane (à l'état de leucoxène ou de rutile). On aboutit de la sorte à des micas incolores ou peu colorés. Il est en général aisé de distinguer ces micas blancs « secondaires » de ceux existant primitivement, d'aspect frais : ces derniers se placent souvent en travers de la foliation.

D'autre part, toutes les roches du complexe gneissique (embréchites, ectinites plagioclasiques, *roches granitoïdes*) sont souvent traversées par des minuscules filonnets d'albite, en un véritable chevelu oblique à la foliation. Cette albite n'a aucune tendance à se fixer sur les minéraux préexistants, qu'elle traverse à l'emporte-pièce.

Si ces transformations peuvent être rapportées à la fin du cycle métamorphique, il est plus délicat d'affirmer que la chloritisation des ferro-magnésiens et la séricitisation des feldspaths sont exclusivement des altérations dues aux agents atmosphériques.

2. **ROCHES ÉRUPTIVES** : Elles ont subi les métasomatoses normales des zones où on les rencontre. Cependant, leur évolution est plus difficile à retracer, la nature primitive des feldspaths de ces roches étant très variable.

Les roches acides (leptynites, porphyroïdes) ont vu leur feldspath potassique, souvent exclusif ou prépondérant, s'albitiser. Bien qu'on ne puisse totalement exclure qu'un tel processus corresponde à une évolution propre, tardive, de la roche éruptive, avant tout métamorphisme (J. DE LAPPARENT, 1909), on remarque que cette albitisation, très poussée dans les zones basses, est de plus en plus faible vers le haut, où à l'inverse la potasse, très abondante, est surtout à l'état de muscovite et non plus de microcline.

Les roches basiques comportaient à l'origine des plagioclases allant essentiellement de l'oligoclase au labrador. Ces feldspaths ont été conservés dans les zones inférieures (où ils étaient presque « en équilibre » avec le milieu ambiant) alors que, vers le haut, ils ont subi une albitisation plus ou moins poussée. La chaux s'individualise alors sous forme d'épidotes. Il suffit que la roche initiale ait été très pauvre en potasse pour que l'analyse n'en décèle pas. Cette albitisation des roches basiques dans les Micascistes supérieurs ne constitue donc pas un argument inattaquable, pour conclure à une migration des ions Na vers le haut, bien en avant du front de migmatisation (THIÉBAUT, 1951).

La description des roches éruptives variées incluses dans le matériel métamorphique du SW de la Petite Kabylie nous a montré les transformations très variées des minéraux qui les constituent :

- transformation du pyroxène (augite) en amphibole (ouralite),
- transformation des plagioclases en albite, avec naissance d'épidotes,
- séricitisation des plagioclases,
- albitisation des feldspaths potassiques,
- transformation de la biotite en mica blanc, avec expulsion de Fe_2O_3 et de produits titanés,
- chloritisation des ferro-magnésiens (amphiboles, mica noir...),

- transformation de l'ilménite en leucoxène,
- naissance de calcite aux dépens des minéraux calcaïques,
- serpentinitisation des péridots et des pyroxènes magnésiens.

La plupart de ces transformations, sinon toutes, se produisent couramment sous les actions météoriques (« altérations »). Des solutions d'eaux vadoses permettent les réactions d'éléments chimiques originellement séparés dans la roche. Cette action peut être amplifiée par des infiltrations de ces solutions, à la faveur de fissures, dans des zones où l'augmentation de la température est déjà notable.

Il est non moins évident que ces mêmes transformations se produisent sous l'effet du métamorphisme. Cette convergence des effets de deux processus très différents explique la phrase désabusée du grand Termier (1898) : « Qui fera le départ entre la métasomatose superficielle et le métamorphisme d'origine profonde, dans l'histoire des terrains cristallophylliens? » Et le même auteur ajoute combien est subjective cette discrimination, tant de géologues ayant attribué ces métasomatoses à l'action métamorphique, par la simple attirance de l'esprit envers des processus mystérieux et inobservables...

Cependant, les observations *de terrain* peuvent guider dans cette différenciation des effets propres du métamorphisme :

- constance et homogénéité des transformations dans une zone métamorphique donnée,
- variations des transformations en passant d'une zone métamorphique à une autre,
- naissance d'une foliation, après écrasement et recristallisation sous stress des minéraux, et ceci même dans les filons obliques à la stratification.

La combinaison de ces trois faits d'observation permet de conclure, avec une certitude suffisante, en faveur de métasomatoses sous l'action du métamorphisme général.

2. — INTERPRÉTATION STRATIGRAPHIQUE DU CRISTALLOPHYLLIEN

Dans les séries cristallophylliennes, et surtout dans le cadre régional que nous nous sommes fixé, il est pratiquement impossible, sauf cas spéciaux, de faire la part exacte de la composition initiale de la roche sédimentaire et de l'apport chimique dû au métamorphisme.

Les meilleures coupes, intéressant de fortes épaisseurs de roches cristallophylliennes, s'observent dans le secteur du Dj. Sidi-bou-Azza. Si l'on se dégage de la zonéographie actuellement admise et si l'on n'admet pas de répétitions tectoniques, on trouve ainsi de haut en bas :

4. Micaschistes (série supérieure), avec porphyroïdes interstratifiés, vers le haut surtout.
3. Gneiss œillés.
2. Gneiss fins, avec, à leur partie moyenne ou supérieure, de grosses masses de cipolins, et parfois, à leur base, une barre de gneiss œillés.
1. Micaschistes (série inférieure), avec intercalations de roches vertes.

Cette série cristallophyllienne dériverait des sédiments ci-après, pour lesquels on pourrait proposer les âges suivants :

4. Série schisteuse à niveaux gréseux, avec coulées rhyolitiques (Ordovicien).
3. Niveau détritique : arkoses? (Cambrien sup.-Ordovicien inf.).
2. Série schisto-gréseuse (Cambrien), avec grosses lentilles de calcaires très purs (Géorgien-Acadien).
1. Série schisteuse inférieure, avec coulées ou intrusions de roches dioritiques-gabbroïques (Infracambrien).

Nous examinerons plus loin (p. 473) les arguments, à nos yeux décisifs, qui nous font admettre que le niveau 1 est dû à la répétition tectonique du niveau 4 : ainsi l'Infracambrien ne viendrait pas à l'affleurement

dans notre secteur. Quant à la succession des niveaux 2, 3 et 4, l'interprétation pétrographique raisonnée des divers faciès nous a obligé à nuancer les hypothèses génétiques ci-dessus rapportées. Il convenait néanmoins de ne pas les passer sous silence.

La banalité de la série sédimentaire métamorphisée de Petite Kabylie n'était pas moins grande que ne l'est celle des puissantes séries schisteuses, accessoirement gréseuses, du Cambro-Ordovicien non métamorphique de bien d'autres points de la Méditerranée occidentale. Il ne servirait à rien d'émettre des hypothèses fragiles sur les rares et fugaces niveaux présentant des assemblages minéralogiques un peu particuliers, dont tout aussi bien l'évolution migmatique doit rendre compte.

Mentionnons dès à présent la probable rareté des marnes dans cette série ancienne, sauf les quelques cas que nous énumérerons plus loin. De même, en nul point, aucun Flysch authentique ne peut être soupçonné. Ces deux caractères négatifs se retrouvent dans le Primaire ancien non métamorphique de la Méditerranée occidentale.

La série sédimentaire antégothlandienne qui a subi l'action du métamorphisme¹ était sans nul doute à dominante schisto-gréseuse. *Les niveaux schisteux* sont les plus affectés par ces transformations : il est difficile d'en faire une stratigraphie basée sur le faciès. Localement, dans le massif du Moul-ed-Demamene, on remarque des schistes satinés violacés au sommet de la série cristallophyllienne : on connaît ces faciès dans le Paléozoïque ancien de divers points de la Méditerranée occidentale. Notons en outre l'existence de schistes originellement charbonneux, titanifères,... de faible épaisseur et sans régularité. *Les niveaux gréseux* sont toujours discontinus et inutilisables au point de vue cartographique, sauf à une échelle tout à fait locale. Il existe cependant, au NW des Beni-Afeur, une barre quartzitique, à environ 300 m au-dessus des cipolins dont il va être question plus loin. Nous n'avons pu mettre en évidence de poudingues intercalés dans la série métamorphique : ceux que nous avons signalés (1952 d) au Moul-ed-Demamene remanient en réalité le Cristalloghyllien (voir leur description, p. 170). Quant aux « galets » de tourmalinite situés dans les micaschistes du Dj. Ta-Fertas, il s'agit vraisemblablement d'accidents de sédimentation primitivement gréseux.

Les seuls niveaux dont l'importance et la régularité permettent de tirer honnêtement parti sont les horizons carbonatés et les passées de roches volcaniques. Nous les examinerons maintenant.

A. Les calcaires

On en trouve dans trois positions.

Ce sont d'abord et essentiellement *les cipolins blancs* situés en général vers le sommet des gneiss. Ils se montrent spécialement développés à l'E de Chekfa; entre l'O. Djendjene et le Dj. Rhiaïa; au Dj. Ffour. Ailleurs dans le domaine étudié, ils sont réduits à des lentilles de taille variable, ou totalement absents.

Ces calcaires ne constituent presque jamais une masse unique. Souvent ils sont sous forme d'innombrables lentilles à bords francs intercalées dans les gneiss. L'irrégularité des dépôts explique les variations d'épaisseur (0 à 700 m).

Ces cipolins se retrouvent sur de grandes épaisseurs dans la Kabylie de Philippeville (JOLEAUD, 1936) et dans l'Edough (HILLY, in BOLFA, ..., 1952).

Ils sont identiques à ceux de Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951, p. 110-114). On semble en retrouver

1. Les équivalences stratigraphiques avec le Paléozoïque sarde, esquissées par S. Vardabasso (1953) à la suite d'excursions rapides dans la seule Grande Kabylie, sont pour une part fort contestables, par suite d'une nette absence d'informations.

trace dans les séries métamorphiques des régions plus occidentales : ainsi dans le massif d'Alger et dans les cordillères bétiques (BLUMENTHAL, 1930, p. 79).

Ces calcaires devaient être particulièrement purs et compacts. Deux analyses partielles (le CO_2 n'a pas été dosé), obligeamment effectuées par L. Visse, ont montré :

	MgO	CaO	SiO ₂
I	0,69	46,15	16,38
II	0,34	53,31	4,93

La pauvreté de ces roches en magnésie est particulièrement remarquable. Le litage n'y apparaît qu'assez rarement, grâce à des alignements brunâtres siliceux. Ces calcaires sont presque toujours légèrement graphiteux. Le degré métamorphique y rend très improbable la découverte d'organismes. On imagine cependant assez bien qu'il puisse s'agir d'anciennes accumulations de calcaires zoogènes, voire subrécifaux.

De tels caractères rendent vraisemblable le rattachement de ces niveaux aux « calcaires à *Archaeocyathus* » du Géorgien supérieur. Nos cipolins ont pu être situés à environ 2.000 m sous le Silurien supérieur (chiffre théorique qui tient compte des couches érodées avant la transgression du Gothlandien).

En Sardaigne (Iglesiente) et dans la Montagne Noire, les niveaux à *Archaeocyathus* sont dans une situation comparable sous le Silurien supérieur et leur épaisseur est du même ordre (500 m environ dans l'Iglesiente; 100 à 800 m dans la Montagne Noire). Les mêmes formations ont un développement considérable dans une assez grande partie du Maroc et particulièrement dans l'Anti-Atlas. On les retrouve, toujours datées par des *Archaeocyathus*, en Andalousie et vers Badajoz (*in* SAMPELAYO, 1934). Dans le reste de l'Espagne, l'existence d'un important épisode calcaire au milieu de la série cambrienne a été presque constamment soulignée. Notons encore les calcaires métamorphiques des Pyrénées orientales, considérés actuellement comme géorgiens sur le versant français comme sur le versant espagnol, dans la « série de Nuria » (FONTBOTÉ, 1948).

Dans tout le bassin de la Méditerranée occidentale, à moins de 1.000 km de la Petite Kabylie, on ne connaît dans le Primaire ancien qu'un seul niveau calcaire important, celui des calcaires à *Archaeocyathus*. Rattacher nos cipolins à des calcaires antécambriens ne serait guère satisfaisant. On n'a signalé d'intercalations calcaires notables que dans le Suggarien de l'Ahaggar (LELUBRE, 1952); en dépit de leur continuité, ils ne semblent pas constituer de masses pareilles aux nôtres. De plus, les cipolins des Kabylies ne sont séparés du Paléozoïque certain (Ordovicien p. p.) par aucune discordance ni par aucun épisode conglomératique. Enfin, l'Antécambrien de la Méditerranée occidentale semble partout démunie de dépôts carbonatés notables.

Au-dessus des cipolins blancs, nous avons décrit dans la masse des micaschistes *des niveaux lenticulaires de calcaires plus ou moins purs*, chargés de minéraux silicatés de métamorphisme, et parfois aussi *des dolomies* à patine brunâtre. On ne sait si la position stratigraphique de ces couches est bien constante. Il est possible qu'on soit en droit de distinguer deux niveaux : l'un situé à peu de distance du sommet des gneiss, l'autre environ 500 m plus haut. Si l'on admet l'âge géorgien supérieur des cipolins blancs, on est conduit à placer ces passées calcaires dans le Cambrien élevé ou dans l'Ordovicien, mais assez bas sous le Gothlandien.

Or, dans la Méditerranée occidentale, rares sont les intercalations calcaires à ces époques. Ainsi, au Maroc, on n'en a encore pas décrit. On a cité cependant des lentilles calcareuses dans les niveaux supérieurs du Cambrien de la Montagne Noire, en particulier du Minervois et du Pardailhan (GÈZE, 1949, p. 41); du Tremadoc dans la même région, à Barroubio et avec plus de doutes du Minervois (THORAL, 1940); dans l'Arenig (?) de Pallerols, localité des Pyrénées espagnoles (H. SCHMIDT, 1931)¹. Dans les autres régions, comme

1. C'est aussi à l'Arenig (?) ou au Cambrien supérieur que J.-P. Destombes (1953 a) rattache les « calcaires métallifères » décrits par Caralp dans les Pyrénées françaises.

l'Espagne centrale ou la Sardaigne, on ne sait rien de précis. Toutefois, dans cette dernière île, les bancs calcaires longtemps attribués à l'Ordovicien, peuvent être soit géorgiens, soit gothlandiens (COMASCHI CARTA, 1949, p. XV).

Ainsi, il n'est pas impossible que les lentilles calcaires isolées au sein des micaschistes de Petite Kabylie appartiennent au Cambrien élevé ou à la base de l'Ordovicien.

Enfin, dans le massif du Moul-ed-Demamene, on trouve de puissants *calcschistes à sérícite*, passant à des *calcaires massifs*. Ces niveaux semblent se situer à l'extrême sommet de la série cristallophyllienne et sont en général très peu métamorphiques. On reconnaît de la sorte des calcaires à lits siliceux, des calcaires gris compacts en nodules, des marnes finement litées et des faciès accidentels (brèches calcaires, montrant des lentilles de calcaire d'aspect oolitique). La recrystallisation de ces calcaires est si faible que nous avons trouvé d'innombrables fragments encrinétiques au revers SE du Moul-ed-Demamene, dans des calcschistes à délit séríciteux, en particulier près de Sidi-Rhiat. M. G. Ubaghs, qui a bien voulu examiner ces restes, juge impossible de déterminer de quel groupe de Pelmatozoaires il s'agit.

Néanmoins ce fait revêt une certaine importance. Rappelons l'opinion de M. Thorat (1942 a) : « *on ne connaît aucun calcaire à Encrines d'âge authentiquement Cambrien*, au moins en Europe occidentale. Les premiers calcaires à entroques y sont de l'Ordovicien, et encore s'agit-il selon toute vraisemblance, comme dans la Montagne Noire, de calcaires à plaques et articles de Cystoïdes. Il n'est d'ailleurs pas possible en l'absence de calices en bon état de conservation de séparer les premiers Crinoïdes des Cystoïdes »¹. Rappelons que des Encrines ont été décrites dans des calcschistes métamorphiques d'âge inconnu de la Bouzaréah (Massif d'Alger), dans le Llanvirn peu métamorphique de Grande Kabylie (TERMIER, 1950), dans le Llandeilo et le Caradoc du Maroc.

De la sorte, les calcschistes du Moul-ed-Demamene nous paraissent représenter un niveau ordovicien. On pourrait les rapprocher hypothétiquement de faciès de l'Ordovicien supérieur ayant précisément livré des restes de Pelmatozoaires, comme les calcschistes micacés à Cystoïdes rapportés au Caradoc-Ashgill dans le Djurdjura (TERMIER, 1950), ou les calcaires en plaquettes et marnes schisteuses à Cystoïdes de l'Ordovicien supérieur de la Montagne Noire. Mais des découvertes paléontologiques nouvelles devront être faites au Moul-ed-Demamene, pour avoir une certitude à ce sujet².

B. Les intercalations de roches éruptives

Il en est de deux sortes. Toutes paraissent avoir subi le métamorphisme et être, de ce fait, antégothlandiennes.

Les roches basiques et ultrabasiques se montrent, soit en filons traversant obliquement la partie haute des micaschistes, soit en filons-couches (laccolite de Texenna). Si on admet une seule époque de mise en place pour ces roches, il faut admettre qu'elle est assez récente, très vraisemblablement de l'Ordovicien.

Les roches acides sont toujours interstratifiées. Pour les unes, situées dans les gneiss ou la base des micaschistes (ortholeptynites), on ne saurait dire s'il s'agit de coulées ou de filons-couches, et même on ne saurait écarter entièrement l'hypothèse d'arkoses : l'origine des feldspaths (résiduels) resterait cependant inexpliquée dans cette dernière hypothèse. Quant au complexe des porphyroïdes, situé plus haut dans la série, la nature de ses constituants est variée : roches d'épanchement (rhyolites),

1. Signalons cependant les minces « calcaires à Entroques » trouvés dans l'Antécambrien du Sud-marocain par J. et Y. Gubler; mais l'attribution des restes d'Échinodermes est douteuse (Cystidés, Échinides ou Crinoïdes).

2. En un point (A. Kech.; x = 823,6; y = 379,7), des schistes calcareux en plaquettes nous ont montré des restes organiques très frustes, rappelant par leur forme des Tentaculites.

intrusions, et même grès feldspathiques. La coexistence de tels faciès n'a rien pour nous surprendre. On a décrit souvent l'association de roches volcaniques acides et de roches détritiques (« tuffites ») empruntées à ces dernières (ainsi MORTELMANS, 1952).

Ces niveaux, que ce soient des coulées, des intrusions ou des accumulations détritiques, se placent très haut dans la série cristallophyllienne : ils ne doivent pas précéder de beaucoup la transgression gothlandienne. Il est vrai qu'outre l'épisode principal, qui couronne le Métamorphique, on peut retrouver trace de niveaux plus anciens, quelques centaines de mètres plus bas.

A quoi paralléliser ces venues acides et basiques, dont on retrouve des homologues possibles vers Collo (ROUBAULT, 1934), certains en Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951) et probables dans le Rif?

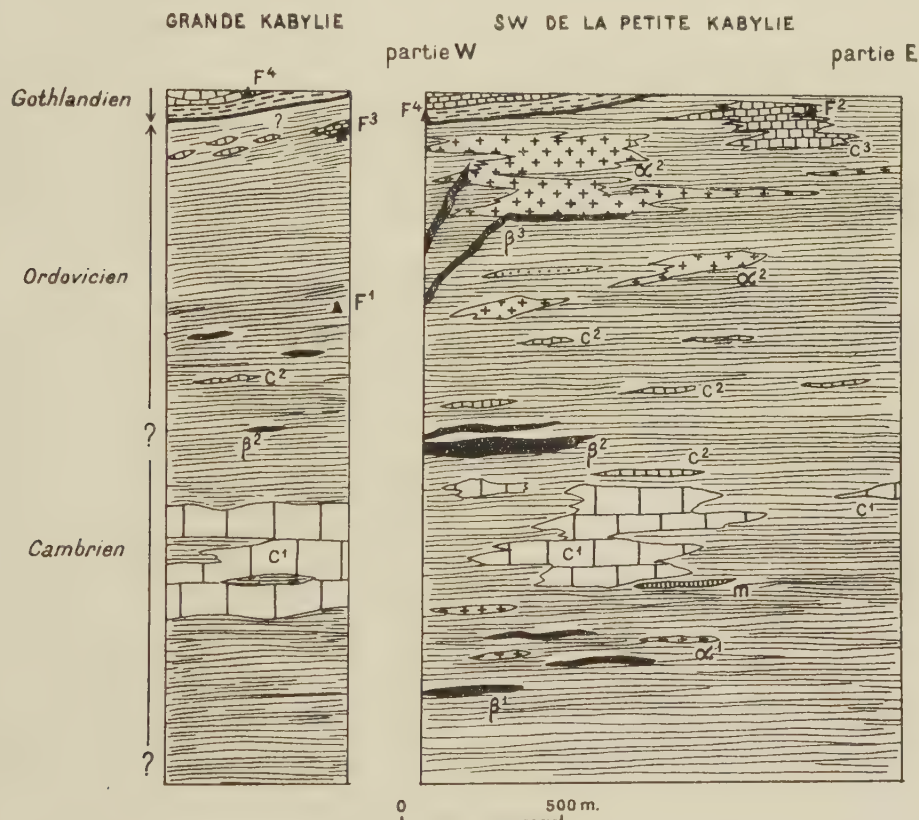


FIG. 19. — Essai de reconstitution de la stratigraphie des terrains métamorphiques de Grande et de Petite Kabylie. c^1 , cipolins blancs (Géorgien?) et m, marnes; c^2 , niveaux calcaires variés; c^3 , calcschistes du Moul-ed-Demamene; α^1 , venues anciennes de roches quartziques; α^2 , venues plus récentes de roches quartziques; β , roches éruptives sans quartz de plus en plus récentes (β^1 , β^2 , β^3). F^1 , Llanvirn de Stita; F^2 , Calcsch. à encrines du Moul-ed-Demamene; F^3 , Caradoc-Ashgill du Djurdjura; F^4 , Gothlandien non métamorphique d'Ihamziène (Gr. Kab.) ou des Beni-Afeur (P. Kab.).

Ce n'est pas le lieu de rappeler en détail que l'Ordovicien des Calédonides d'Europe fut le siège d'importantes venues volcaniques : ainsi en Norvège et en Angleterre avec des éruptions basaltiques et des venues intrusives (ophiolites) à l'Arenig, des venues andésitiques et rhyolitiques au Llandeilo et surtout au Caradoc; en Ardenne, au Caradoc (MORTELMANS, 1952); ainsi encore dans le Massif armoricain (PRUVOST, 1949), avec

des éruptions andésitiques et rhyolitiques au Tremadoc, doléritiques au Caradoc. De même, les porphyroïdes de Vendée ont été assimilés, avec beaucoup de vraisemblance, à des coulées rhyolitiques de la base du Silurien (MATHIEU, 1942); et, dans l'W du Massif central, des roches analogues, métamorphisées (leptynites, porphyroïdes, etc.), ont pu en être rapprochées (ROQUES, 1941, p. 379).

De tels phénomènes se raréfient quand on atteint le domaine méditerranéen. Cependant, il est des rhyolites au Caradoc (RAGUIN, 1946) ou à la base du Gothlandien (CAVET, 1951) dans l'E des Pyrénées françaises. En Espagne, on signale dans les Pyrénées et en Catalogne (FONTBOTÉ, 1949) des dykes ou des filons-couches de roches basiques dans l'Ordovicien, en particulier dans le Caradoc. Dans le reste de l'Espagne et en Sardaigne, on sait moins de choses : les diabases qui, dans cette dernière île, injectent le « Silurien », semblent, au moins en partie, traverser le Gothlandien (VARDABASSO, 1949). Au Maroc, on n'a signalé de venues éruptives ordoviciennes que dans le Sarrho : sous forme de tufs basaltiques du Caradoc (*in* ROCH, 1950, p. 123).

A titre provisoire, nous envisagerons donc que les venues de Petite Kabylie datent de l'Ordovicien supérieur. Il nous est par contre impossible d'établir une chronologie relative des venues acides ou basiques comme des intrusions, coulées ou arkoses.

Nous avons récapitulé sur la fig. 19 les actuelles données sur la série stratigraphique de Petite Kabylie (et de Grande Kabylie, d'après les travaux récents). *Nous sommes ainsi amené à considérer que le matériel ultérieurement soumis au métamorphisme est essentiellement, sinon uniquement, cambrien et ordovicien.* Les découvertes paléontologiques de Grande Kabylie, dans un matériel comparable, en font foi.

3. — AGE DU MÉTAMORPHISME

Cette question paraît aujourd'hui résolue : le métamorphisme est antégothlandien¹. Avant d'exposer les raisons qui nous conduisent à un tel résultat, nous ne croyons pas inutile de retracer les interprétations successives qui furent proposées au sujet de l'âge du métamorphisme des massifs kabyles.

Il y a lieu de distinguer nettement deux choses : l'âge propre des terrains métamorphisés et la période où ce métamorphisme a été réalisé. Bien des erreurs ont pour origine la confusion de ces deux notions.

Jusqu'à Ficheur, la plupart des auteurs ont admis que le matériel constituant les massifs kabyles était ancien (Primaire ou Précambrien). P. Termier (1903 a), à la suite d'un voyage rapide, affirma avoir constaté aux Beni-Toufout, dans la région au NE du Moul-ed-Demamene, le passage latéral des roches cristallophylliennes aux assises « liguriennes » (Éocène moyen-supérieur). Le métamorphisme général aurait été *lié à la venue des granites tertiaires* : remarquons que Tissot (1881, p. 49) avait exprimé la même idée. Généralisant la chose, P. Termier proposait de voir dans le Cristallophyllien des Kabyliques, d'Alger à Bône, un ensemble de sédiments paléozoïques et éocènes (peut-être aussi mésozoïques) ayant subi un métamorphisme au Nummulitique.

Ficheur (1903) répliqua immédiatement que le passage latéral invoqué par Termier n'existait pas et que, précisément à la bordure orientale des Beni-Toufout (Dar-beni-Salah), l'Éocène remaniait en galets le Cristallophyllien, que, près d'El-Kantour, les schistes métamorphiques étaient recouverts par le Trias et le Lias intacts, que, enfin, le métamorphisme de contact des granites tertiaires était léger, local, et sans rapport avec le métamorphisme régional. Ce qui n'empêcha pas P. Termier (1903 c) de maintenir son point de vue, sauf aux lieux précis où des galets de Cristallophyllien avaient été observés à la base de l'Éocène. L. Joleaud (1912) admit l'âge paléozoïque des terrains cristallophylliens, recouverts dans la chaîne numidique par un Carbonifère et un Permien « qui n'ont que peu ou pas subi l'influence du métamorphisme ». La question de l'âge propre de ce dernier ne fut pas abordée par Joleaud.

1. Ainsi donc une partie de la minéralisation du domaine des Kabyliques (liée aux roches granitoïdes et plus généralement au métamorphisme régional) serait d'âge calédonien : par exemple les venues stannifères des Beni-Bel-Aïd, au NW d'El Milia (L. THIÉBAUT, 1947 et 1949).

La remarquable découverte, en 1922, par F. Ehrmann, de *fossiles paléozoïques* aux Beni-Afeur prouva définitivement que du Primaire faisait partie du Cristallophyllien. Comme nous le verrons plus loin, les variations de ce dernier auteur ont longtemps retardé une interprétation correcte de l'âge du métamorphisme.

F. Ehrmann semble cependant avoir pensé que le métamorphisme (ou les métamorphismes, car il lui arriva de distinguer plusieurs phases superposées) est ancien, antétriasique (1946). Peu de temps après les découvertes des Beni-Afeur, L. Glangeaud (1932) affirma l'âge paléozoïque des roches des massifs kabyles, qui auraient été soumises à une tectonique puis à un métamorphisme hercyniens.

Vers la même époque commença à se dessiner la tendance à attribuer le métamorphisme à une *phase tertiaire*. Ce fut d'abord une simple remarque d'ordre pétrographique de L. Royer (1932) : cet auteur compara les schistes sériciteux du massif d'Alger aux schistes lustrés des Alpes et nota l'analogie de composition chimique des gneiss du même massif avec les granites tertiaires du littoral algérien.

La même année, M. Roubault formula des doutes explicites sur l'âge des formations « dites primaires » de la Kabylie de Collo. Reprenant une idée de P. Termier (1903 b), cet auteur précisa que les roches cristallophylliennes de cette région constituent « un ensemble lithologique tout à fait comparable à celui des schistes lustrés alpins ». Il ajouta que la distance entre les Beni-Afeur et la Kabylie de Collo était trop grande pour assimiler les deux régions, étant donné l'état de profond bouleversement du pays. L'année suivante, G. Bétier et M. Roubault (1933) constatèrent que, au Moul-ed-Demamene, les schistes cristallins reposaient « sur le Lias et le Crétacé inférieur fossilifères » ; le premier de ces auteurs précisa (1933) que, dans ce dernier massif, « on a l'impression, en plusieurs points, d'un passage insensible entre les sédiments non métamorphiques (mésozoïques) et les schistes cristallins ». Nous verrons qu'une interprétation tectonique (renversement de la série) rend compte de ce phénomène.

La thèse de M. Roubault (1934, p. 30) résuma l'état de la question en Kabylie de Collo : « les schistes cristallins sont anciens, primaires et peut-être partiellement secondaires, certainement anténummulitiques ». Peu après (*in* ANONYME, 1937), le même auteur affirma l'identité de la série métamorphique du Filfila (à l'E de Philippeville), « au moins partiellement secondaire », avec les schistes métamorphiques du Nord-Constantinois.

Cette idée d'un métamorphisme tertiaire avait fait son chemin puisque, dans la notice des feuilles au 500.000^e de Constantine (ANONYME, 1937, p. 29), J. Savornin, G. Bétier et L. Joleaud admirent que le massif ancien, s'il est surtout constitué de terrains primaires, montre aussi localement (régions de Collo, d'El Milia et du Filfila) « la présence de Nummulitique, de Crétacé ou de Jurassique dans ces formations schisto-cristallines ». Ces auteurs avaient tendance en particulier à attribuer au Lias les cipolins du massif métamorphique.

Consacrant l'âge tertiaire du métamorphisme, L. Joleaud (1933) signale à la Société géologique de France que le thème principal des travaux de M. Roubault, L. Royer, P.R. Geoffroy et G. Bétier, réside en l'assimilation des schistes métamorphiques du littoral algérien aux schistes lustrés des Alpes. « La tendance est désormais de considérer ces schistes comme surtout crétacés et éocènes ».

S'élevant avec netteté contre cette manière de voir, L. Glangeaud (1934 a) énuméra les nombreuses raisons militant en faveur de l'âge *antépermien* du Cristallophyllien des Kabylies. Dans le Nord-Constantinois, P. Deleau (1938 c) arriva à une opinion similaire, précisant que « la phase principale du métamorphisme est antérieure à des schistes peu métamorphisés qu'on peut, par analogie de faciès, attribuer au Houiller ».

Dès la parution de la note de L. Glangeaud, le camp des défenseurs du métamorphisme tertiaire fut ébranlé. Ainsi L. Royer (1937 a et b) signala la thermoluminescence des roches métamorphiques des Beni-Afeur, dont l'âge antésilurien venait d'être établi par F. Ehrmann : les schistes cristallins de Grande Kabylie et du massif d'Alger présentant le même phénomène, on pouvait admettre pour eux un âge semblable. Le

même auteur (1939) signala des halos pléochroïques autour des zircons inclus dans la biotite de certains gneiss d'Alger. Ce fait, s'ajoutant à leur thermoluminescence, transformait aux yeux de cet auteur en quasi-certitude l'âge ancien de ces schistes cristallins. « Leur métamorphisme se place vraisemblablement, soit dans le cycle hercynien, soit dans le cycle calédonien ».

L. Joleaud (1936) revint en partie sur ses idées antérieures et conclut que la zone des Kabylies a montré à plusieurs reprises son caractère géosynclinal « aussi bien pendant l'ère primaire que pendant l'ère tertiaire, déterminant chaque fois un nouveau développement de métamorphisme ».

Les arguments en faveur d'un métamorphisme tertiaire étaient d'ordre pétrographique (analogie des micaschistes de Kabylie et des schistes lustrés alpins; composition chimique analogue des gneiss dits anciens et des granites tertiaires) ou d'ordre stratigraphique (passage latéral des couches mésozoïques, datées, au Cristallophyllien : Moul-ed-Demamene et Filfila). Les premiers arguments n'ont que peu de valeur. Ceux tirés du terrain paraissent ou inexacts (Moul-ed-Demamene) ou encore mal analysés (Filfila).

A l'opposé, les excellents arguments stratigraphiques avancés par L. Glangeaud et par P. Deleau confirmèrent les idées finales de L. Royer, basées sur des remarques minéralogiques : les terrains des Kabylies sont anciens et leur métamorphisme antérieur au Secondaire.

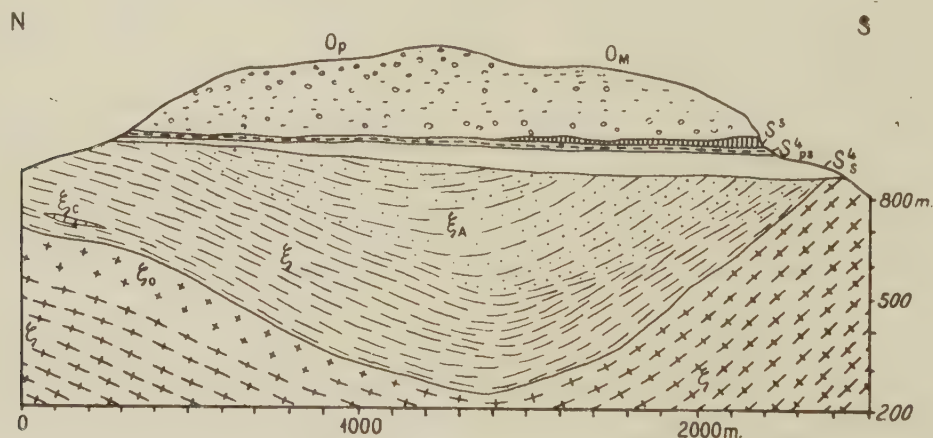


FIG. 20. — Schéma théorique de la discordance du Gothlandien sur le Cristallophyllien, aux Beni-Afeur.
G, gneiss; Go, gneiss ocellés; Gc, cipolins; Ga, arkoses et porphyroïdes. Gothlandien inf. schisteux (Ss) ou psammitique (Sps); Gothlandien sup. calcaire (Ss). Oligocène marneux (Om) ou conglomératique (Op).

Les importantes découvertes paléontologiques faites en Grande Kabylie ces dernières années ont permis de clarifier encore cette question si débattue depuis cinquante ans. Le Llanvirn, à Stita (A. BARBIER et TERMIER, 1948 a), et le Caradoc dans le Djurdjura (LAMBERT et TERMIER, 1948) ont subi un léger métamorphisme, alors que le Gothlandien à Ihamziène et le Dévonien à Palestro (A. BARBIER et TERMIER, 1948 b) n'ont pas été modifiés. Trois hypothèses étaient proposées par ces derniers auteurs : le Gothlandien peut s'être déposé postérieurement au métamorphisme général; ou bien il a été réfractaire aux influences transformatrices advenues après son dépôt; ou bien le lambeau d'Ihamziène est charrié depuis un domaine non métamorphique. Reprenant l'étude de l'ensemble des faunes primaires d'Algérie tellienne, H. et G. Termier (1950) viennent de souligner que le Gothlandien d'Ihamziène, comme celui des Beni-Afeur (dont ils possédaient une plaquette fossilifère récoltée par F. Ehrmann), n'est pas métamorphique. Ils rappellent que ce fait leur « a permis de poser la question de savoir si le métamorphisme général qui affecta le Massif kabyle ne serait pas antérieur au dépôt du Gothlandien ».

Nos recherches aux Beni-Afeur aboutissaient (1951 b), indépendamment, à individualiser un Gothlandien inférieur parfaitement daté, non métamorphique, reposant en discordance manifeste sur le socle cristallophyllien (fig. 20) qu'il remanie en galets à sa base. Ce fait s'ajoutait à la très grande probabilité d'un âge cambro-ordovicien des roches qui ont subi le métamorphisme. La mise en place de ce dernier, antérieur au Llandovery moyen, postérieur à une partie au moins de l'Ordovicien, relèverait d'une *phase calédonienne ancienne* : précisons même *probablement taconique*. En admettant l'unité du Cristallophyllien du bourrelet liminaire africain, sous-entendue par presque tous les auteurs, nous proposons d'étendre cette conclusion à l'ensemble de la Petite Kabylie, à la Grande Kabylie, au massif d'Alger, au Chénoua et au massif bético-rifain.

L'âge calédonien du métamorphisme kabyle paraît avoir été accepté par la plupart des auteurs : en Grande Kabylie (THIÉBAUT, 1951, p. 86), en Petite Kabylie orientale (DELEAU, 1952 a, p. 5), en Kabylie de Collo et dans l'Edough (BOLFA, HILLY et ROUBAULT, 1952, p. 33 et 71).

Nous avons, au cours de tournées rapides, visité les *gisements fossilifères de Grande Kabylie* sans trouver aucun argument sérieux contre notre thèse.

A Ihamziène (S d'Azazga), le Gothlandien et le Dévonien qui lui fait suite sont intacts, comme A. Barbier, H. et G. Termier (1950) l'ont bien vu. Le compartiment où affleurent ces assises est tectoniquement isolé : on ne peut donc voir leurs relations avec la série métamorphique.

Dans les Kouriets, au N d'Agouni-bou-Amane, les niveaux fossilifères (Cystidés) découverts par A. Lambert (1939) et datés par H. et G. Termier (1950) de l'Ashgill-Caradoc, paraissent être effectivement intercalés dans des schistes légèrement métamorphiques, ainsi d'ailleurs que des calcaires noduleux à Tentaculites, Crinoïdes, Orthocères et des poudingues à petits éléments. Ces derniers horizons, juste supérieurs aux couches à Cystidés, sont peut-être encore attribuables au Caradoc. Un doute plane encore.

Au Dj. Ahmed (NW de Palestro), par contre, les schistes et calcaires non métamorphiques, découverts par A. Lambert (1945 a) et attribués par H. et G. Termier (1950) au Dévonien, mais pour lesquels on pourrait tout aussi bien envisager un âge gothlandien, débutent, sur les schistes à sérinite, en concordance apparente mais sans transition ménagée, par un niveau détritique arkosique, non métamorphique, où les éléments (quartz, feldspaths, micas) sont nettement clastiques.

Dans le massif ancien du Rif espagnol, la situation est moins claire, en dépit de l'existence assez répandue d'un Gothlandien probable non métamorphique. Si, dans le NW du Rif, la séparation entre Cristallophyllien et Primaire non métamorphique semble aisée, soulignée d'ailleurs par un niveau de poudingues, il n'en est pas de même au SE, où le passage paraît continu. Aussi, bien que les auteurs (FALLON, 1937, p. 299) aient tendance à imaginer que le métamorphisme essentiel est très ancien, « peut-être anté-silurien », ils ne peuvent exclure que cette action se soit produite après ou pendant cette période. Les travaux les plus récents font supposer que le Paléozoïque récent (Gothlandien et Dévono-Carbonifère), non modifié, repose sur un Paléozoïque ancien plus ou moins métamorphique, un niveau de poudingues séparant localement ces deux séries.

En résumé, on peut admettre que le métamorphisme général est d'âge calédonien ancien, depuis les cordillères bétiques jusqu'à l'Edough. Des réserves doivent être encore formulées, car l'étude de certaines de ces zones n'est encore qu'ébauchée (dans le Rif en particulier).

Une telle conclusion s'harmonise assez peu avec les conceptions que l'on a de l'âge du métamorphisme en Europe occidentale ou dans le NW de l'Afrique : âge antécambrien au Sahara et dans l'Anti-Atlas, âge hercynien dans les Pyrénées et le Massif central français (précédé d'un épisode antécambrien aux yeux de certains). En vérité, rares sont les régions où un tel problème est soluble : ceci explique les hésitations des auteurs.

Il faut signaler malgré tout que l'hypothèse d'un âge calédonien a été proposée dans la Montagne Noire (ROQUES, 1941). Rappelons aussi l'existence au San Bartoloméberg, dans les Alpes des Grisons (PELTZMANN, 1932), de schistes argileux non métamorphiques à *Monograptus priodon* reposant sur des micaschistes : le Gothlandien pourrait ici encore avoir été déposé après le métamorphisme.

Il faut aller en Scandinavie pour que l'âge calédonien du métamorphisme général paraisse établi. Il s'agirait d'ailleurs d'une phase tardive, ardennaise : le Dévonien inférieur, non plissé ni métamorphisé, reposant en discordance sur un Cambro-Ordovicien affecté par la tectonique et par le métamorphisme; le Gothlandien daté serait par ailleurs métamorphisé dans le fjord de Trondheim (O. HOLTEDAHL, 1952, p. 78).

Si l'on considère le métamorphisme général comme le résultat de facteurs pouvant agir d'une manière permanente, il n'est pas interdit de penser que, dans le domaine de l'Europe occidentale, ce phénomène a pu, en certaines zones, s'arrêter au Calédonien à la suite de modifications structurales profondes tandis qu'ailleurs il a duré jusqu'à l'Hercynien.

Bien entendu l'attribution au Paléozoïque du métamorphisme général des massifs kabyles n'exclut nullement le développement local d'un métamorphisme récent de caractère hydrothermal : défini dans l'Edough (HILLY, 1952 b), où les sédiments crétacés, oligocènes et les venues éruptives miocènes ont subi des modifications variées, on peut en retrouver trace dans le Dj. Filfila (JOLEAUD) et le Dj. Safia (DELEAU, 1938 c, p. 233-236 et 539). Rappelons que des phénomènes analogues sont connus dans les Zaccars, en Oranie et au Maroc oriental. Ajoutons que, dans le secteur étudié, aucun indice d'un tel métamorphisme récent ne nous est apparu.

ANALYSES DE ROCHES

ANALYSES DE ROCHES :

N ^{os}	NOM DE LA ROCHE	LOCALISATION (Coordonnées Lambert N-Algérie)	Paramètres C.I.P.W. (LACROIX)	Page du texte
1	Schiste satiné violacé	MOUL-ED-DEMAMENE 823,6; 381,7		60
2	Micaschiste à muscovite et chlorite	DJ. TA-FERTAS 813,6; 379,0		59
3	Micaschiste à biotite, muscovite et grenats	COL DE FÉDOULÈS 791,05; 369,05		58
4	Porphyroïde œillé à microcline et muscovite	BORDJ DE CHAHNA 789,3; 378,2	I-3-1-2 [4-1-1-(2)3]	64
5	Porphyroïde grossier à albite et séricite	DJ. TEMENZIANE env. : 807,2; 376,3	I(II)-(4)5-1'-4 [3-1-1'-3]	66
6	Ortholeptynite (haut dans les micaschistes)	MECHTAT RECHIA 808,8; 314,65	I-3-1'-4 [3'-1-1-2]	62
7	Ortholeptynite (très bas dans les micaschistes)	MECHTAT BELALA 792,0; 369,2	I-3(4)-1'-4 [3-1-2-4']	61
8	Dolérite à augite (filon, haut des micaschistes)	SENDOUAH-TEXENNA 774,5; 378,9	(II)III-5-3(4)-5 [(1)2-4-'3-2]	70
9	Roche à albite-épidote et hornblende (filon, bas des micaschistes)	DJ. RHIAÏA 796,1; 372,5	' III-(5)6-(2)3-4(5) [2-3-2-'3]	74
10	Roche à plagioclase-épidote et hornblende-chlorite (filon-couche, bas des micaschistes)	ZAOUÏA DU DJENDJENE 782,2; 373,1	II(III)-5'-2-4' [(2)3-1-3-(2)3]	72
11	Roche à andésine et hornblende (filon-couche, bas des micaschistes)	ZAOUÏA DU DJENDJENE 782,3; 372,7	III-(5)6-2-4(5) [2-1-2(3)-(2)3]	72
12	Schiste vert à biotite et épidote (green-beds)	HAUT OUED IRDJANA 799,0; 378,85	II-4'-2-'4 [2-1-2-'4]	85
13	Leptynite (?) à plagioclases, muscovite et grenats	DRA-EL-FERTASA 783,5; 371,45	II-4-2(3)-3 [2-1-1-3]	62

TABLEAU 1

Première ligne : Composition chimique en poids															Nos
Si O ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	Fe O	Mn O	Mg O	Ca O	Na ² O	K ² O	Ti O ²	P ² O ⁵	H ² O-	H ² O+	CO ²	TOTAL	
Deuxième ligne : Composition virtuelle (Lacroix)															
q	or	al	an	ne	co	di (Ca)	di _{hy} (Fe)	di _{hy} (Mg)	ol (Fe)	ol (Mg)	ma	il	hé	ap	
Troisième ligne : Paramètres de Niggli															
si	al		fm			c	alk	k		mg		o			
60,10 39,21 270,4	17,71 27,24 47,0	7,69 1,57	1,44 2,22 36,8	—	1,23 14,68	0,45	0,20	4,59	1,09	0,03	0,52 1,39	5,07 2,13 0,70	6,72	100,12	1
46,08 5,64 141,4	23,23 28,36 41,8	3,32 14,15	7,20 3,61 40,9	tr.	4,81 15,92	0,92	1,69 13,20	4,76 8,00	1,66	0,17	0,26 4,87	5,61 3,19 0,19		99,71 0,34	2
71,95 50,40 207,0	12,52 14,46 43,2	4,16 13,10	1,07 3,34 33,7	tr.	1,17 6,12	0,85	1,54	2,43 2,90 0,51	0,77	0,22	0,33 1,16	3,00 1,52 0,54	3,36	100,01 0,34	3
76,70 44,52 556,0	11,49 38,92 49,1	1,31 8,91	0,26 1,11 11,3	tr.	0,25 2,24	0,22	1,04	6,60 0,60 0,80	0,15	tr.	0,28 0,46	1,57 0,30 0,61	0,96	99,87	4
60,26 11,16 251,0	19,46 38,92 47,7	2,71 30,92	1,39 2,22 17,3	tr.	0,63 5,51	0,61	3,64 1,58	6,60 1,60 0,54	0,85	0,19	0,22 1,62	2,96 1,52 0,49		99,52 0,34	5
79,30 48,39 572,1	11,75 12,23 50,0	1,09 31,44	0,24 1,95 11,5	—	0,36 2,70	0,40	3,70	2,08 1,04 0,27	0,15	0,03	— 0,34	1,02 0,30 0,53	0,88	100,12	6
75,85 36,36 469,0	13,38 15,57 48,6	0,71 40,35	0,68 2,92 7,4	tr.	0,09 1,58	0,75	4,78 0,66 0,20	2,58 0,20 0,27	0,07	0,09	0,13 0,93	0,70 0,15 0,50		99,81 0,34	7
46,67 0,83 105,9	15,75 0,83 21,0	1,37 31,44	7,49 25,85 54,2	0,13	10,99	6,75 2,03 16,4	3,71 1,72 8,4	0,14 4,90 0,02	1,76 6,22	0,11 15,82 0,69	0,35 2,09	4,95 3,34 0,04	0,29	100,46 0,34 CO ₂ Ca : 0,70	8
43,74 6,67 97,72	13,89 6,67 18,23	4,30 23,84	8,77 14,46 47,05	tr.	7,02 7,24	9,80 7,77 23,45	4,45 2,70 11,26	1,14 4,65 0,14	1,40 5,76	0,16 8,99 0,49	0,20 6,26	3,07 2,74	2,45	100,39 0,34	9
48,12 8,90 128,12	14,29 8,90 22,36	6,35 34,58	3,47 11,68 33,39	0,22 4,54	3,19 wo : 13,34	10,00 28,59	5,12 15,66	1,48 8,00 0,16	3,40	0,11	0,14 1,86	2,87 6,54	0,85 4,96	99,61 0,34	10
48,27 6,12 114,04	11,91 6,12 16,59	4,80 24,37	7,06 9,73 46,67	0,22 6,96	6,74	9,90 16,36 25,11	4,43 4,09 11,63	0,97 16,80 0,13	3,25	0,15	0,27 6,96	2,08 6,08		100,05 0,34	11
61,53 14,01 215,9	13,40 17,79 27,6	2,23 33,01	6,03 10,01 33,0	0,13	1,72	5,15 5,80 19,4	3,91 7,52 20,0	3,00 4,30 0,34	1,23	0,33	0,10 3,25	1,30 2,28 0,18		100,06 0,67	12
58,69 20,68 207,2	18,39 21,13 38,1	2,76 15,72	5,15 10,01 39,2	0,06	2,87 7,75	2,17 8,3	1,84 6,34 14,4	3,62 7,20 0,56	1,12	0,15	0,27 3,94	3,03 2,13 0,18		100,12 0,34	13

ANALYSES DE ROCHES :

Nos	NOM DE LA ROCHE	LOCALISATION (Coordonnées Lambert N-Algérie)	Paramètres C.I.P.W. (LACROIX)	Page du texte
14	Gneiss fin, à oligoclase et à biotite-muscovite	DJ. SIDI-OUCHNEK 794,0; 370,1	I(II)-3(4)-2-(3)4- [2'-1-1-3']	42
15	Gneiss fin, à oligoclase et à biotite-muscovite	DJ. SIDI-BOU-AZZA 790,1; 370,55	II-4-2-3 [2'-1-1-3]	42
16	Gneiss fin, à oligoclase et à biotite	DJ. SIDI-OUCHNEK 794,0; 369,2	II-4'-2-(3)4- [(1)2-1-1-3]	42
17	« Gneiss » fin, à plagioclase basique, biotite et muscovite	MECHTAT OULED-HACENE 787,4; 370,0	'II-4-3-3 [2'-1-1-3']	43
18	Gneiss fin, à oligoclase, sillimanite et deux micas	DJ. RHIAÏA 797,65; 371,3	II'-3-2'-2(3)- [4-1-1-3]	43
19	Biotite à muscovite, gigantolite et grenats	MECHTAT AÏDALA env. : 790,9; 375,6	II(III)-5-1-2- [3'-3-1'-2]	40
20	Para-pyroxéno-amphibolite	DJ. SIDI-BOU-AZZA éboulis au SE du marabout Azza	IV-7'-3-'4 [1-3-2-1(2)]	46
21	Ortho (?) - amphibolite à augite et plagioclase	RAS-BOU-HADJAR 777,0; 376,85	'IV-5-(3)4-3' [(1)2-2'-2-2']	49
22	Gneiss œillé à microcline et à 2 micas	MINE AÏN-EL-ANEB 806,7; 373,2	I'-4-1-3 [3-1-2-(3)4]	37
23	Gneiss œillé à albite et à biotite	N DU COL DE FÉDOULÈS 791,65; 370,1	I(II)-4-2-4 [2'-1-(1)2-3(4)]	38
24	Granodiorite (amas dans les gneiss fins)	E DE TEXENNA 777,1; 377,6	I-3-2-4 [4-1-1-3(4)]	51
25	Greisen (quartz, muscovite) à grenats et zoïsité	COL DE FÉDOULÈS 790,9; 368,9	I'-2-(1)2-(1)2- [2'-1-2-4]	52
26	Dolérite récente, à augite (filon-couche, sénonien?)	MOUL-ED-DEMAMENE 820,75; 384,5	(II)III-5-3-5 [2-2-2'-3]	405

TABLEAU 2

Première ligne : Composition chimique en poids															Nos
Si O ²	Al ² O ³	Fe ² O ³	Fe O	Mn O	Mg O	Ca O	Na ² O	K ² O	Ti O ²	P ² O ⁵	H ² O-	H ² O+	CO ²	TOTAL	
Deuxième ligne : Composition virtuelle (Lacroix)															
q	or	al	an	ne	co	di (Ca)	di _{hy} (Fe)	di _{hy} (Mg)	ol (Fe)	ol (Mg)	ma	il	hé	ap-leu-cs	
Troisième ligne : Paramètres de Niggli															
si	al		fm			c	alk	k		mg		o			
70,65 32,64 341,8	11,74 16,68 33,6	1,88 28,82 31,3	3,47 8,48 31,3	tr.	1,43	1,99 0,29 10,5	3,38 3,17 24,7	2,83 3,60 0,35	0,85	0,19 0,33	0,19	1,10 1,52 0,26	1,92	99,70 0,34	14
63,01 16,86 237	13,87 26,13 30,7	1,74 27,25 38,8	5,48 9,17 38,8	0,10	2,92 0,41	1,98	3,20 7,39 22,4	4,40 7,30 0,47	0,77	0,21 0,42	0,30	1,75 1,52 0,13	1,76	99,73 0,34	15
64,40 13,89 243,3	14,61 22,24 32,4	0,75 35,89 34,8	5,71 8,34 34,8	tr.	2,62 0,46	1,98	4,24 8,58 24,6	3,80 6,55 0,37	0,75	0,28 0,43	0,36 1,05	0,52 1,44 0,06		100,02 0,67	16
61,27 19,46 234,2	16,75 19,46 37,6	1,71 20,96 30,7	4,71 16,68 30,7	0,07	1,83 3,01	3,51	2,51 5,41 17,2	3,30 4,57 0,47	1,11	0,13 0,34	0,45 2,55	2,47 2,13 0,16		99,82 0,34	17
57,68 34,04 210,1	20,00 19,18 42,8	7,64 9,69 42,6	2,95 2,92 42,6	0,20	2,22 13,51	0,75	1,15	3,24 5,50 0,65	1,46	0,13 0,28	0,53 5,91	2,07 2,82 0,49	3,60	100,02 0,34	18
45,28 128,5	24,52 43,92 40,9	6,48 17,82 37,6	2,87 0,56 37,6	tr.	3,94 12,75	0,79	2,13	7,40 4,75 0,70	1,01	0,46 3,57 0,45	0,50 6,26	4,50 1,98 0,37	2,24	99,88 1,34	19
45,10 74,7	6,29 6,2	0,61	5,48 8,06 65,6	0,06 6,25	22,99	14,05 19,89 25	1,33 2,51 3,3	1,05 15,25 0,33	0,10 5,40	tr. 29,57 0,87	0,23 0,93	2,34 0,15 0,01		99,63 4,80 4,39	20
45,60 92,7	9,00 7,23 10,7	1,50 9,96	11,15 15,57 57,8	0,12	12,00	12,65 18,56 27,6	1,20 6,33 3,9	1,18 13,60 0,41	3,07 6,12	0,22 11,48 0,63	0,15 2,09	1,16 5,93 0,04		99,32 0,34	21
71,97 27,6 407	12,45 28,91 41,6	1,67 34,32	1,45 1,39 13,9	tr.	0,42	0,75 0,98 4,6	4,05 0,36 39,9	4,90 1,05 0,44	0,40	tr. 2,44 0,26	0,15	1,67 0,76 0,51		99,88	22
67,35 19,59 281,3	14,79 15,01 36,3	1,69 43,49	3,18 9,73 24,1	tr.	1,20	2,69 1,16 12	5,16 3,46 27,6	2,50 3,00 0,25	0,54	0,12 0,34	0,22 2,55	1,00 1,06 0,23		100,44 0,34	23
77,10 42,30 507,9	12,80 9,45 49,4	0,50 36,15	0,20 8,62 4,4	—	0,08 0,82	1,77	4,25	1,63 0,20 0,20	0,03	0,02 0,18	0,14 0,70	1,29 0,54		99,81	24
81,05 65,73 778,1	11,55 18,07 65,4	0,12 3,14	0,49 1,95 6,6	tr.	0,10 6,94	0,57	0,40 0,92 22,2	3,05 0,25 0,84	0,06	0,12 0,22	0,05 0,23	1,80 0,17		99,36 0,34	25
49,00 122,4	14,54 1,11 21,4	3,76 38,51	7,85 18,63 46	0,11	6,00	7,95 8,35 21,3	4,55 3,96 11,3	0,17 7,20 0,03	1,85 3,36	0,14 5,46 0,49	0,23 5,46	3,58 3,57 0,15		99,73 0,34	26

DEUXIÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE

DES TERRAINS SÉDIMENTAIRES

La variété des formations sédimentaires est considérable dans le Nord-Constantinois. On doit à ce sujet rejeter la légende de la très grande pauvreté en fossiles des régions telliennes et littorales : tous les terrains — ou presque tous — nous ont fourni des faunes utilisables, à la suite de recherches plus ou moins longues.

Le Gothlandien est le seul témoin conservé du Paléozoïque récent, non métamorphique, qui ait pu être mis en évidence. Ni le Dévonien, ni le Carbonifère ni le Permien ne paraissent exister dans le cadre de notre étude.

Le Trias inaugure une série sédimentaire qui se poursuit par le Lias, le Dogger et le Malm. D'importants mouvements encadrent les formations du Crétacé inférieur et moyen (s.l.). Le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur-moyen (p.p.) sont sensiblement concordants entre eux.

La tectonique essentielle est postérieure au Priabonien (p.p. au moins). Elle est accompagnée et suivie par les dépôts oligocènes.

Le Miocène inférieur a été immédiatement précédé par des mouvements fort importants eux aussi. Le retrait général des eaux marines au cours du Miocène supérieur précède la transgression pliocène.

Les dépôts quaternaires continentaux n'ont pas été étudiés.

Pour chacun des chapitres, nous avons en général adopté un plan comparable :

- Historique sommaire.
- Description pétrographique des faciès (souvent groupée avec le sous-chapitre suivant).
- Description stratigraphique des affleurements, en allant de l'W vers l'E.
- Conclusions et comparaisons stratigraphiques.
- Conclusions et comparaisons paléogéographiques.
- Listes fauniques.

CHAPITRE VI

LE GOTHLANDIEN

On n'en connaît qu'un minuscule affleurement dans le territoire étudié. L'importance de ce Gothlandien réside en ce qu'il repose en discordance sur le Cristallophyllien.

Si l'on semble retrouver trace de Silurien non métamorphique dans l'E de la chaîne numidique, nulle part ni le Dévonien, ni le Carbonifère, ni le Permien n'ont pu être caractérisés : dans une annexe au chapitre « Gothlandien », nous discuterons la valeur des arguments avancés par divers auteurs quant à l'existence de telle ou telle de ces formations.

1. — HISTORIQUE

Le Gothlandien n'est daté qu'en un seul point du massif ancien de Petite Kabylie : c'est dans la région montagneuse des Beni-Afeur, située au S de Taher. La découverte du premier fossile y est due à F. Ehrmann, en 1921.

Jusqu'alors, le Paléozoïque n'était nulle part caractérisé paléontologiquement en Algérie tellienne. Cette région des Beni-Afeur donna lieu à plusieurs descriptions, échelonnées de 1922 à 1947 : on y remarque de sensibles variations dans l'interprétation de la série primaire.

Dans une première note, F. Ehrmann (1922 a) relate la découverte, aux Beni-Afeur, de *Monograptus* dans des schistes situés à la partie supérieure d'un complexe plus ou moins métamorphique, qui pourrait ainsi comprendre Précambrien, Cambrien et Silurien. En discordance sur ce Primaire ancien et débutant par des conglomérats, viendrait un Dévonien composé des niveaux suivants, de bas en haut : a) schistes à Tentaculites; b) schistes avec lentilles de calcaires à Polypiers; c) schistes et psammites violacés. Enfin des calcaires à Orthocères, eux aussi rapportés au Dévonien, reposeraient en discordance sur les couches plus anciennes.

À l'occasion du Congrès géologique international de Bruxelles, F. Ehrmann (1925 a) complète cette description. Dans la série métamorphique, on trouverait à la base l'Archéen-Algonkien, surmonté en discordance par un Cambro-Silurien moins métamorphique, daté par des Graptolites à sa partie supérieure. Ainsi le Primaire des Beni-Afeur montrerait *la succession de trois grands cycles sédimentaires, antécambrien, cambro-silurien, dévonien, séparés par des discordances, précédées et suivies par des épisodes conglomératiques*.

L'année suivante, une troisième note (EHRMANN et SAVORNIN, 1923) clarifie le problème des Beni-Afeur. La série inférieure métamorphique comporterait, au sommet, du Gothlandien, daté par des empreintes « que l'on peut rapprocher des Graptolites monoprionidés » mais d'attribution spécifique douteuse. Au-dessus, en discordance, viendraient des assises détritiques, datées du Dévonien par des Tentaculites et des Styliolines, et que couronneraient des psammites violacés. Des calcaires, dont le faciès serait proche de celui de « marbres classiques dévoniens », leur seraient normalement superposés.

Dans son résumé sur la Kabylie des Babors, F. Ehrmann (1924) reprend à peu près sa description de 1922, mais ajoute des détails en contradiction avec son travail de 1923. Une intéressante précision est apportée sur le gisement des Graptolites, que les notes précédentes laissaient croire avoir été récoltés en place. En réalité, ces organismes se trouvaient sur une plaquette schisteuse ramassée à la Mechtat el-Maïda, sur le flanc d'un ravin. F. Ehrmann ajoute que « cette plaquette ne pouvait venir de loin » et considère qu'elle tire son origine de l'horizon des schistes d'El-Maïda situés sous les couches détritiques attribuées au Dévonien.

Ce travail de 1924 termine le premier cycle des publications consacrées au Primaire des Beni-Afeur. Mais, par la suite, nombreux sont les auteurs qui ont fait allusion à ce sujet : malheureusement la diversité des interprétations de F. Ehrmann a entraîné des confusions variées. C'est ainsi que la notice explicative des

cartes au 500.000^e « Constantine » (ANONYME, 1937) ne parle plus de la discordance entre les couches à *Monograptus* (qu'entre temps M. Gortani avait déterminé comme *M. hemipristis*) et les niveaux à Tentaculites. Elle insiste par contre sur celle qui existerait entre ces derniers et les calcaires supérieurs, à Orthocères.

La dernière opinion de F. Ehrmann (1946) est donnée dans la notice jointe à la feuille géologique « Tamesguida » sur laquelle se situent les affleurements paléozoïques des Beni-Afeur. Ceux-ci comprendraient de bas en haut :

1. série très métamorphique,
2. complexe schisto-phylladique (Silurien inférieur),
3. bancs détritiques (Silurien moyen),
4. schistes légèrement métamorphiques à *M. hemipristis* (Silurien supérieur).

Discordance

5. assise déritique (Dévonien inférieur),
6. psammites, grès, etc... avec Tentaculites,
7. schistes calcaires et grauwackes à *Tentaculites* aff. *procerus*, *T. scalaris*, *Styliolina clavulus*, avec lentilles de calcaires à Polypiers (*Favosites polymorpha*, *Cyathophyllum heterophyllum*, *C. hexagonum*, *C. cf. dianthus*). Il s'agirait de la zone à Stringocéphales du Dévonien moyen.
8. calcaires à Orthocères (*O. cf. helmerseri*, *Gomphoceras cf. rex*), avec intercalations à Crinoïdes, Tentaculites, Styliolines et Polypiers. Ce niveau représenterait le Dévonien supérieur.

Cependant, l'âge des calcaires à Orthocères des Beni-Afeur avait paru discutable à certains géologues ayant visité la contrée. P. Fallot en 1933 (FALLOT, 1937, p. 303), M. Blumenthal (1937) ensuite, constatèrent que ces calcaires ressemblaient beaucoup à certains niveaux gothlandiens (« calizas alabeadas ») d'Espagne méridionale et du Rif.

Notre étude des Beni-Afeur, entre 1949 et 1951, a permis de confirmer paléontologiquement les impressions de ces derniers auteurs. Les erreurs précédemment commises étaient dues à plusieurs causes : série stratigraphique mal établie, mauvaise localisation de l'horizon à Graptolites, déterminations paléontologiques inexactes.

C'est ainsi que les nombreux épisodes conglomératiques, qui ont été antérieurement distingués dans le Paléozoïque, ne nous semblent pas exister : on a vraisemblablement pris pour des niveaux interstratifiés dans le Primaire des éboulis de poudingues oligocènes plaqués sur les pentes.

D'autre part, nous n'avons pu trouver aucun Polypier dans le Paléozoïque. Comme F. Ehrmann ne fait pas allusion au niveau à Polypiers qui forme la base de l'Oligocène situé directement au-dessus, nous pensons qu'il s'agit d'une seule et même chose...

2. — STRATIGRAPHIE DU GOTHLANDIEN

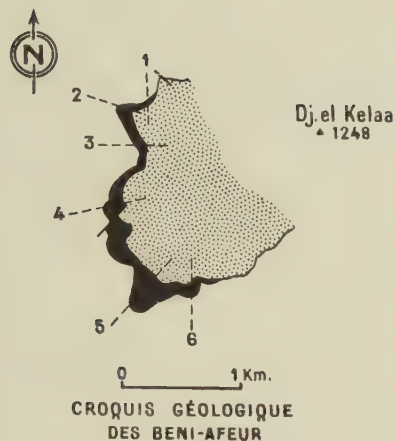
Nous décrirons d'abord le Gothlandien des Beni-Afeur, ensuite celui de l'E de la chaîne numidique.

A. Beni-Afeur

Nous avons déjà indiqué (1951 b) que le Gothlandien des Beni-Afeur repose en discordance sur le socle métamorphique. Il comporte trois termes (fig. 21) :

1. des schistes grisâtres (de 10 à 70 m),
2. des schistes et psammites violacés (de 8 à 15 m),
3. des calcaires blancs, puis rosés (15 m visibles).

Ce Gothlandien apparaît sur le flanc occidental du Dj. el-Kelaa, sous l'Oligocène discordant. Il n'est conservé que le long d'une étroite bande s'étendant du N au S sur moins de 2 km, et dont la largeur avoisine 100 m. Les calcaires (niveau 3), plus profondément atteints par l'érosion qui a précédé le dépôt du Nummulitique, n'ont été respectés qu'en quelques points entre les Mat Djebila et Amalou, au-dessus desquelles ils forment une petite falaise. Au contraire, les psammites (niveau 2) et les schistes



En noir : le Gothlandien
En ponctué : l'Oligocène

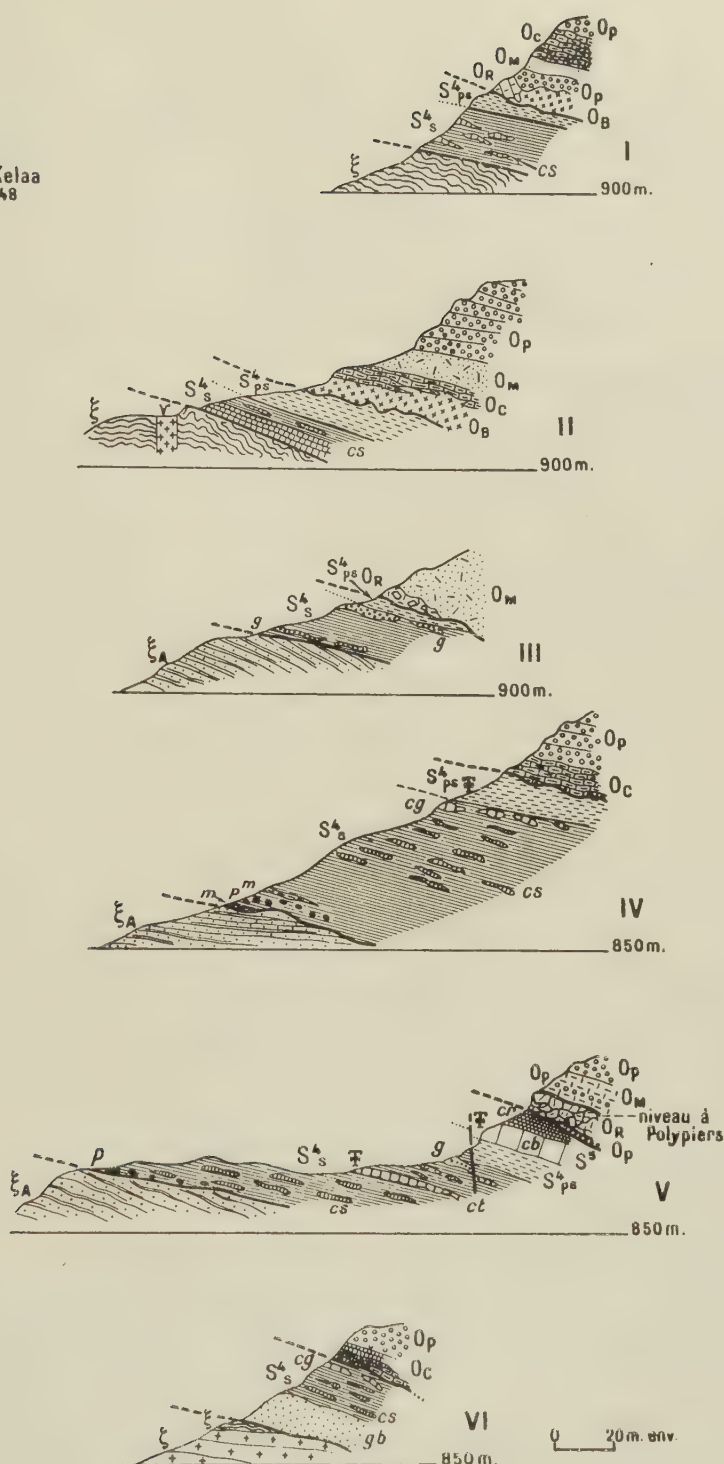


FIG. 21. — Coupes du Gothlandien des Beni-Afeur.

ζ, gneiss; ξ, micaschistes; ξ A, arkoses et porphyroïdes; γ, filon de roche finement grenue à biotite.
Gothlandien inf. : S⁴s, schistes (p, galets roulés; m, psammites; gb, grès blancs; cs, calcaires schisteux; ct, calcaires à Tentaculites; cg, calcaires à faciès griotte; g, grès du sommet); S⁴ps, psammites violacés à Graptolites;
s⁶, Gothlandien sup. (cb, calcaires blancs; cr, calcaires roses). O, Oligocène : Op, poudingues;
Ob, brèches; Or, calcaires bréchiqes; Oc, calcaires zoogènes; Om, marnes détritiques.

(niveau 1) constituent une zone de replats, d'autant plus nette que le complexe de micaschistes, d'arkoses et de porphyroïdes, situé au-dessous, est entaillé de reliefs abrupts.

Le Gothlandien montre de légers plongements vers l'E, en général même plus faibles que ceux de l'Oligocène surincombant. Du N au S, le Silurien supérieur reste sensiblement à la même altitude : sa base se trouve entre 850 et 950 m. Si l'on met à part de minuscules failles dirigées NW-SE, W-E ou SW-NE, affectant le Paléozoïque et l'Oligocène de couverture, la structure des affleurements gothlandiens des Beni-Afeur est remarquablement simple.

Nous examinerons successivement les trois niveaux distingués plus haut.

1. LE NIVEAU SCHISTEUX

Le Gothlandien débute par des schistes tendres, de teinte grisâtre. Leur épaisseur est variable : si, au N, ils ont de 10 à 15 m, ils atteignent plus au S un maximum de 60-70 m (vers Amalou) pour ne plus en avoir qu'une quarantaine sur la crête de la Mat Djebila.

Ces schistes reposent en discordance sur le Cristallophyllien, sans le moindre décollement ni la moindre disharmonie. Leur base est extrêmement nette au N, au-dessus des micaschistes : ainsi la discordance est visible sur le flanc nord de la crête du Ras-bou-Ferrouck. Plus au S, les schistes gothlandiens reposent sur les arkoses et porphyroïdes qui sont intercalés dans le complexe des micaschistes. La discordance est alors inappréciable à l'œil, et la discontinuité n'apparaît que par des ravinements du socle métamorphique, soulignés par des lentilles psammitiques violacées (fig. 21, coupe IV). Dans la partie SE des affleurements gothlandiens, le niveau schisteux repose directement sur le complexe gneissique : aussi, à l'E de Djebila, la surface de transgression est-elle facile à observer.

Vers la base du niveau schisteux, on trouve parfois des *galets plus ou moins bien roulés*, dont la nature détritique ne peut faire aucun doute : blocs arrachés au complexe d'arkoses et porphyroïdes, blocs de quartzites et, plus hypothétiquement, blocs de gneiss très altérés. Ces éléments sont en général de la taille du poing, mais il en est de plus gros. De tels galets sont malgré tout exceptionnels. Il n'en existe pas au N de la Mat Amalou, mais nous en avons noté sur le sentier supérieur abondant au N ce dernier village, comme aussi au SW de Djebila. Dispersés de loin en loin dans la matrice schisteuse, ces galets ne constituent jamais de « niveau conglomératique ».

Des intercalations de grès blancs plus ou moins quartziteux s'observent dans la série schisteuse, base du Gothlandien. Ces grès se rencontrent parfois dès les niveaux inférieurs, particulièrement quand le Gothlandien surmonte les gneiss : ainsi, à l'E de Djebila, on trouve dans cette position 15 m de grès sableux blancs, bien lités à la base (fig. 21, coupe VI).

Au microscope, ces grès se montrent presque uniquement formés de grains de quartz, souvent un peu anguleux, diversement calibrés ; il n'y a pratiquement pas de feldspaths remaniés. Le ciment des grains de quartz est constitué de mica blanc détritique, avec des débris d'oxydes de fer, de sphène, de tourmaline.

Mais les intercalations gréseuses sont surtout placées vers le sommet des schistes ; elles y annoncent la série franchement détritique qui va suivre (fig. 21, coupes III et V).

Des intercalations calcaires sont elles aussi fréquentes, sauf à l'E et au SE de la Mat es-Semar : ainsi, sur l'arête du Ras-bou-Ferrouck (fig. 21, coupe II), le Gothlandien débute par 6 m de calcaires schisteux tendres. En général, ces calcaires sont réduits à des rognons jaunâtres, de consistance terreuse, mais parfois schisteux et « se fondant » progressivement dans les schistes environnants. Parfois, au contraire, la série schisteuse montre, au sommet, des lentilles (de l'ordre de quelques mètres)

d'un calcaire compact, très dur, blanchâtre, veiné d'oligiste, et dont le faciès rappelle un peu certaines « griottes » du Dévonien et du Dinantien du Midi de la France (fig. 21, coupes IV et VI).

Sur l'arête de Djebila (fig. 21, coupe V), un niveau de calcaires zonés, de grain assez fin, à surfaces gaufrées, localement d'un gris-bleuté, localement ocre, a fourni des Tentaculites : ceux-ci pullulent à la surface des plaquettes. M. P. Pruvost a bien voulu les examiner.

De rares exemplaires ont des anneaux espacés, avec des stries annulaires intermédiaires (*T. gr. scalaris* SCHLOTH.). D'autres, beaucoup plus nombreux, possèdent des anneaux très serrés : quoique l'ornementation longitudinale ne soit visible qu'exceptionnellement, ils ont pu être rapportés à *T. acuarius* RICHTER¹.

La première espèce est en général de l'Ordovicien. La seconde apparaît au Gothlandien et paraît se poursuivre dans tout le Dévonien. Rappelons que les échantillons prélevés par F. Ehrmann, probablement au même endroit, ont paru se rapporter (*in* A. BARBIER et TERMIER, 1948 b) aux genres *Novakia* et *Styliolina*. Ces calcaires à Tentaculites montrent aussi d'assez rares petits articles d'Encrines, cylindriques.

En lame mince, pour autant qu'il paraisse, les parties gris-clair de ces calcaires constituent des sortes de nodules allongés, qu'enveloppent, à la manière d'un ciment, les parties ocre de la roche. Il semble ainsi que cette opposition de teintes soit due à un phénomène sédimentaire : l'oxyde de fer, sous forme d'innombrables petits granules, a périodiquement imbibé la vase calcaire en voie de consolidation.

2. LE NIVEAU PSAMMITIQUE

Il fait suite au précédent, en parfaite continuité de sédimentation. Il a été groupé cartographiquement avec lui (pl. 2). Ce niveau psammitique est aisément repérable, grâce à sa couleur violacée, qui tranche sur le ton grisâtre des autres roches du flanc du Dj. el-Kelaa.

L'épaisseur de ce niveau va de 8 à 15 m. Sa base n'est pas d'une netteté parfaite, sauf quand un lit gréseux s'y localise (fig. 21, coupe III). Les faciès sont variables : on trouve tous les intermédiaires entre des grès fins et des schistes psammitiques très fissiles. De minces horizons de poudingues à petits éléments témoignent parfois de remaniements *in situ* de ces formations.

Nous décrivons les deux types extrêmes. Le *grès*, fin et homogène, montre des grains de quartz, dominants, ainsi que des amas d'un minéral totalement séricitisé (probablement anciens plagioclases); l'ensemble est enrobé dans un ciment phylliteux, assez peu abondant. Le *schiste* possède lui aussi des grains de quartz, assez nombreux mais plus petits, de forme amygdalaire. Les paillettes de muscovite flottée peuvent atteindre une taille notable. Le ciment, plus fin, montre du quartz, extrêmement ténu, et surtout d'innombrables micas bien alignés : muscovite et biotite souvent chloritisée. Ces éléments sont de toute évidence détritiques.

Le niveau psammitique du Gothlandien des Beni-Afeur est bien daté par une faune de Graptolites. Un seul gîte a été mis en évidence, au N de la Mat Amalou ($x = 783,6$; $y = 374,8$), au cours d'une excursion en compagnie de MM. M. Casteras et L. Duplan, à l'automne 1951.

A l'aplomb de ce gîte, la série psammitique est épaisse d'une dizaine de mètres (fig. 21, coupe IV) : l'Oligocène la ravine profondément. Le niveau fossilifère principal se place à environ 4-5 m au-dessus de la base des psammites. Il a livré les espèces suivantes, pour une part déterminées par M. G. Waterlot (les zones d'Elles et Wood sont indiquées pour chaque forme) :

- Monograptus communis* LAPW. : 1 éch. (zones 19-20)
- Monograptus intermedius* CARR. : 1 éch. (zones 19-21)
- Monograptus convolutus* HIS. : 5 éch. (zone 20)
- Monograptus cf. fimbriatus* NICH. : 1 éch. (zone 19)
- Rastrites approximatus* PERN. : 2 éch. (zones 19-21)

1. On peut les comparer à la figuration de Novak Ottom (*Beitr. z. Palaeont. Oesterreich*. Bd 11, Vienne, 1882 : voir pl. XII, fig. 11-15).

R. approximatus var. *geinitzi* TÖRNQ. : 4 éch. (zones 19-21)

Rastrites longispinus PERN. : 5 éch. (zones 19-20)

Rastrites pecten TÖRNQ. : 2 éch. (zones 18-20)

Rastrites peregrinus BARR. : 10 éch. (zones 19-21)

Rastrites sp.

Tous ces Graptolites sont cantonnés entre les zones 18 et 21. La présence de *Monograptus convolutus* permet de retenir plus spécialement la zone 20, que ce Graptolite caractérise en Angleterre, et qui est aussi le point moyen de répartition verticale des autres espèces. Il s'agit donc des assises supérieures du Llandovery moyen.

Précisons toutefois qu'en Afrique du Nord, la répartition stratigraphique des Graptolites n'est pas tout à fait identique à celle observée en Angleterre (voir : LUCAS, 1942 et 1952; POUEYRO, 1950, etc.). Quoi qu'il en soit, notre gîte des Beni-Afeur est incontestablement du Gothlandien inférieur.

On trouve en outre, sur la même coupe, un peu au-dessus comme un peu au-dessous du gîte principal, quelques *Rastrites* isolés, identiques à certains de ceux cités plus haut.

Des Brachiopodes sont associés aux Graptolites du gîte principal. Outre des Strophoménacés indéterminables (J. Drot), on rencontre¹ :

Orthis (*Plectorthis*) cf. *sowerbyana* DAV. (1 éch.)

Orbiculoidea cf. *incumbens* BARR. (plusieurs éch.)

Lingula symondsii SALTER (1 éch.)

Ces Brachiopodes confirment l'âge de la série psammitique. *O. sowerbyana* est attribué par Davidson au «Lower Llandovery»; *Orb. incumbens*, par Barrande, à son étage E (= Gothlandien); *L. symondsii*, par Davidson, au Llandovery-Ludlow.

En outre, à une cinquantaine de mètres au NE du gîte principal, sur un petit sentier montant vers la crête du Dj. el-Kelaa, des couches situées à moins de 1 m au-dessus de la base des psammites nous ont livré de nombreux débris d'*Orthis* (*O.* cf. *sowerbyana*) et des Dendroïdes.

Ceux-ci ont été soumis à M. O.M.B. Bulman, le savant spécialiste du Sedgwick Museum de Cambridge. Malgré le mauvais état de ces restes, M. Bulman (*in litt.*) envisage que leur attribution aux Dendroïdes soit très probable pour certains, plus problématique pour d'autres. Avec cette réserve, le principal genre représenté semble être *Desmograptus* (sans que, en l'absence de certains détails de structure des rameaux, on puisse exclure absolument qu'il s'agisse de *Coremograptus*). Un ou deux échantillons doivent se rapporter à des *Acanthograptus* (ici encore, il n'est pas exclu qu'il s'agisse de *Dendrograptus*). Il y a enfin un *Inocaulis* douteux. On doit remarquer que cette petite faunule ne montre pas de *Dictyonema* et vraisemblablement pas de *Dendrograptus*.

Par ailleurs, un peu au S de la source alimentant le village d'Amalou, la base des psammites nous a livré un Lamellibranche indéterminable.

Rappelons l'existence de la plaquette à *Monograptus* recueillie par F. Ehrmann à El-Maïda. Il est très vraisemblable qu'elle provient des assises psammitiques. Cet unique spécimen a été déterminé de diverses manières : comme *M.* cf. *galaensis* LAPW. par Miss Elles, comme *M. hemipristis* GORT. par M. Gortani puis par H. et G. Termier (1950, p. 41-42 et pl. 15, fig. 4). La première espèce date le Tarannon inférieur (zones 22-23), la seconde le Wenlock supérieur (et plus particulièrement la zone 30, dite « des monstres » à cause de la grande taille des Graptolites : l'exemplaire recueilli est précisément de grande taille).

1. Déterminations de M. P. Pruvost.

Ces hésitations des spécialistes, se joignant à l'ignorance en laquelle on est du niveau originel de cette plaquette à *Monograptus*, empêchent d'en tirer sérieusement parti.

3. LE NIVEAU CALCAIRE

Il est très bien exposé au NW de la Mat Djebila, bien qu'il se montre haché de petites failles. A la base, on trouve une dizaine de mètres, ou un peu moins, de calcaires compacts, mal lités, d'aspect quelquefois bréchoïde. De patine blanchâtre, mais gris-bleuté à la cassure, ces calcaires montrent parfois des lits siliceux brunâtres. Ils sont très riches en Orthocères et livrent aussi des débris de Crinoïdes.

En lame mince, ces formations révèlent de nombreux débris d'Échinodermes (fragments de tissu, radioles d'Oursins), de très nombreuses sections à rapporter à des Tentaculites et des fragments variés (valves d'Ostracodes?, débris articulés de Crustacés ?). Le tout est entouré d'un ciment de calcite assez fin.

Les rapports de ces calcaires avec les psammites sous-jacents paraissent en général normaux. Comme F. Ehrmann l'a déjà remarqué, un lit rouge d'oligiste sépare les deux formations. Ajoutons que des filets d'oligiste viennent par ailleurs les calcaires.

Cependant, la coupe que l'on peut faire sur le flanc ouest de la crête de Djebila montre, entre les psammites et les calcaires à Orthocères, une zone où des éléments apparemment remaniés (blocs d'oligiste, calcaires bruns et psammites) sont cimentés par des schistes marneux violacés. Il ne semble pas que ce fait soit dû à la tectonique, mais plutôt à des remaniements *in situ* au moment de la sédimentation. On a signalé des faits analogues dans le Gothlandien du socle africain, dans le Mouydir (Follet, 1952, p. 22).

Au-dessus de la barre des calcaires à Orthocères, viennent en continuité 4 à 6 m de calcaires schisteux rosés, où abondent de petits articles cylindriques de Crinoïdes, paraissant identiques à ceux qu'on observe dans les calcaires à Tentaculites de la série schisteuse de base.

En lame mince, ces calcaires montrent, dans un fond de calcite bourré d'innombrables petits débris organiques, de nombreux fragments d'Échinodermes (surtout de Crinoïdes), de très abondantes sections de Tentaculites (certaines de *Novakia*), d'assez fréquents Ostracodes (?), identiques à ceux du calcaire à Orthocères sous-jacent, et de curieux chapelets de petits globules, présentant le phénomène de la croix noire, dont l'aspect est identique aux « zoospores de Chlorophycées » du Jurassique.

Ravinant nettement ces calcaires rosés à Encrines, et parfois avec un poudingue mal roulé à la base, vient localement une barre de calcaires (N de Djebila), ayant le même faciès que le niveau à Orthocères sous-jacent. Mais un examen plus poussé permet d'y reconnaître une brèche compacte, à gros éléments, reprenant des blocs des calcaires subordonnés. Nous considérons que cette brèche constitue la base de l'Oligocène. Ailleurs, en de multiples points, le Nummulitique ravine nettement le Gothlandien des Beni-Afeur.

Les calcaires à Orthocères sont maintenant bien datés. Ces organismes sont malheureusement indégageables de la roche. Leur étude, que M. P. Pruvost a bien voulu effectuer, permet de reconnaître (toujours sur des sections), parmi d'autres espèces indéterminables :

Orthoceras socium BARR.
O. morrissi BARR. (abondant)
O. decipiens BARR.¹
O. currens BARR.
O. cf. richteri BARR.

Toutes ces espèces, en particulier *O. socium*, abondent dans les gisements classiques des calcaires de Bohême (Blanha Hora, Lochkow, etc...). Parmi les espèces qui viennent d'être citées, si l'on en

1. Un exemplaire de cette espèce, possédant le siphon légèrement excentré caractéristique, montre une structure annelée, mais qui n'est probablement due qu'à un phénomène d'érosion différentielle.

croît Barrande, certaines se rencontrent à la fois dans le Gothlandien inférieur (« E 1 ») et supérieur (« E 2 ») de Bohême : *O. socium*, *O. decipiens*, *O. morrissi* se retrouve du Gothlandien supérieur (« E 2 ») au Dévonien inférieur (« F 1 »). *O. currens* et *O. richteri* ne sont cités, eux, que du Gothlandien supérieur (« E 2 »).

Nous concluons donc que la faune d'Orthocères des Beni-Afeur est selon toute vraisemblance du Gothlandien supérieur (Ludlow-Downton), défini comme étant au-dessus de la zone 33 à *Monograptus nilsonni* et *M. colonus*.

Enfin, lors d'une excursion commune, R. Busnardo a recueilli des fragments de bras pinnulés d'un Crinoïde appartenant peut-être (J. Roman) au genre *Scyphocrinus*, connu au Gothlandien et à l'Éodévonien.

B. Est de la chaîne numidique

On connaît, depuis L. Joleaud, dans cette région, des schistes apparemment non métamorphiques, intercalés entre les micaschistes et le Mésozoïque. En se basant sur de lointaines analogies de faciès, les auteurs (JOLEAUD, 1912; DELEAU, 1938 c...) y voyaient du Carbonifère.

Ces schistes, paraissant former d'importants affleurements, sont difficiles à délimiter des schistes épimétamorphiques qu'ils surmontent. Nous avons effectué quelques tournées dans ce secteur et estimons que ces assises peuvent représenter du Gothlandien inférieur, comme P. Deleau (1952 a, p. 7-8) l'a déjà admis, après nos recherches.

Nous nous bornerons aux quelques observations ci-après :

1) *Au Kef Sebagoud* : au SW de ce relief (S de la cote 543), on trouve des psammites, verts à la base, violacés au-dessus, sous des calcaires schisteux rosés, à rares Encrines et sections rappelant celles de petits Orthocères (?). Le tout plonge sous des poudingues, formant la base de la série secondaire.

D'autre part, au N du même kef, des schistes gris, ternes, ont un faciès rappelant celui des schistes du Gothlandien basal des Beni-Afeur. Des lits de petits cailloutis y paraissent intercalés, non loin de la maison forestière de Maïguen.

2) *Au Kef Msouna*, symétrique du Kef Sebagoud par rapport au cours de l'O. Safsaf, on observe, au flanc sud-est de la montagne, au-dessus des micaschistes :

1. schistes gris, ternes, à lentilles gréseuses,
2. lits de grès blanc,
3. marnes blanches, avec fragments de psammites verts,
4. dolomie brunâtre,
5. calcaire compact grisâtre, à zones siliceuses et à débris organiques (assez grosses Encrines, etc...),
6. calcaire rosé, à faciès de « griotte ».

Les conglomérats, base du Mésozoïque, viennent au-dessus.

Les calcaires du niveau 5 nous ont montré, en lame mince, de nombreuses coquilles bivalves (Ostracodes très probables), absolument semblables à celles du calcaire à Orthocères des Beni-Afeur et de rares sections de Tentaculites (?).

3) *Au Dj. bou-Aded*, entre le Msouna et le col d'El-Kantour, des paquets de roches attribuables au Gothlandien sont impliqués dans une tectonique complexe.

L'unité la plus septentrionale montre, sous le Nummulitique, des schistes et grès, ternes, avec lentilles de calcaires brunâtres à filets d'oligiste. L'une de celles-ci a livré un organisme mal conservé, ressemblant à un Orthocère (*Orth. socium*?). En lame mince, ces calcaires montrent aussi des Ostracodes (?).

4) *Au N du col d'El-Kantour et à l'E du Kef Rekma* (Sidi-Dris), nous avons relevé de petits copeaux de psammites violacés, dans des positions structurales difficiles à élucider.

5) *Aux Toumiets d'El-Kantour*, une épaisse série schisteuse, autrefois attribuée au Carbonifère (DELEAU, 1938 c), nous a montré la coupe suivante, prise au long de la gorge de l'O. el-Hammam, au N du marabout Ben-Hadid :

1. schistes satinés (Micascistes supérieurs), avec lentilles de roches vertes, apparemment interstratifiées,
2. base du Paléozoïque récent (quelques mètres) comprenant :
 - 2a) grès blanc arkosique,
 - 2b) schistes ampéliteux et calcareux,
 - 2c) phtanites noirs avec minces lits schisteux gris,
3. poudingues (env. 20 m) à éléments bien roulés, passant latéralement à des grès grossiers avec lits de schistes gris (identiques au terme 4). On relève parmi les galets les constituants suivants : quartz, quartzites, *gneiss*, *phtanites à Radiolaires*, etc.,
4. schistes grisâtres, avec intercalations plus ou moins gréseuses : environ 100 à 120 m en sont observables, sous le Lias ou le Trias.

Le niveau 2, base du Primaire non métamorphique, montre parfois un faciès de marnes et calcaires à patine jaunâtre (1 à 2 m). Les rapports du Cristallophyllien et du niveau 2 ne sont pas nets. Une légère discordance (?) paraît les séparer sur la rive gauche de l'O. el-Hammam.

De toute manière les poudingues 3 remanient indiscutablement des *gneiss* œillés. Enfin, les schistes 4, qui font suite en continuité aux poudingues, ressemblent assez aux assises de base du Gothlandien des Beni-Afeur : ils ne nous ont pas semblé sériciteux, contrairement à ce qui a été dit (DELEAU, 1938 c).

3. — COMPARAISONS ET CONCLUSIONS

Les conclusions de l'étude du Gothlandien de Petite Kabylie, et particulièrement de celui des Beni-Afeur, ont une portée qui dépasse l'échelle locale ou même régionale.

Les résultats paléontologiques auxquels nous sommes arrivé pour chacun des niveaux gothlandiens permettent en effet de résoudre, avec beaucoup de vraisemblance, les problèmes que posaient des formations très voisines de diverses contrées circumméditerranéennes.

A. LE NIVEAU SCHISTEUX (Gothlandien basal)

Nous avons vu que son épaisseur allait du simple au quintuple. Ce simple fait témoigne des irrégularités de la surface d'érosion avant la transgression du Silurien supérieur. On ne peut, semble-t-il, les attribuer à une subsidence dont l'intensité varierait selon les points.

Ces schistes n'ont livré que des *Tentaculites* sans valeur stratigraphique réelle. Mais ils se placent sous des niveaux à *Graptolites* du Llandovery élevé.

Le niveau schisteux doit donc représenter le Gothlandien tout à fait basal (Llandovery inférieur et moyen), et, plus problématiquement, le sommet de l'Ordovicien. On sait que, dans la Méditerranée occidentale, le Caradoc s'intègre beaucoup mieux dans le cycle gothlandien que dans le cycle ordovicien proprement dit. Cependant, dans les régions les plus voisines de notre zone d'études (Kouriets), le Caradoc montre des faciès assez différents de ceux des schistes des Beni-Afeur. Il est donc probable que ces derniers sont gothlandiens dès leur extrême base.

Il faut insister sur la présence de *Tentaculites* dans le Gothlandien de Petite Kabylie. Ces organismes étaient jusqu'à présent considérés, un peu *a priori*, par certains auteurs algériens, comme présomption d'âge dévonien pour les formations les renfermant. C'est ainsi que des *Tentaculites* sont cités dans des formations

« dévoniennes », plus ou moins bien datées, du Chénoua, des Pyrénées catalanes (Fontboté, 1949, p. 16), de Grande Kabylie (Termier, 1950, p. 44).

En particulier *Tentaculites* (*Novakia*) *acuarius* est une espèce connue dans tout le Dévonien; mais Reinhardt Richter l'a signalée aussi des couches à *Cardiola interrupta*, et Gortani la cite du Ludlow de Sardaigne. En Petite Kabylie, cette espèce existerait dès la base du Gothlandien (Llandovery). Il convient de rappeler que les couches à *Tentaculites* du château d'Ardalès (Blumenthal, 1930, p. 69, fig. 3), dans les cordillères bétiques, sont situées à la base du Gothlandien.

Les *Tentaculites* sont presque constamment liés à des faciès calcaires. La présence de telles formes pélagiques n'est nullement un obstacle pour penser que les schistes du Gothlandien basal des Beni-Afeur se sont déposés sous une tranche d'eau assez faible.

B. LE NIVEAU PSAMMITIQUE (Gothlandien inférieur à moyen)

Il est daté vers la base par d'excellents fossiles (*Rastrites* et *Monograptus*) du Llandovery élevé. Il est possible que du Wenlock soit aussi représenté sous ce faciès psammitique : le *Monograptus* de F. Ehrmann (probablement *M. hemipristis*) devant provenir d'un horizon plus élevé de ce même niveau. Dans cette hypothèse, que de nouvelles découvertes paléontologiques devront confirmer, les 8 à 15 m de psammites représenteraient les dépôts du Llandovery moyen-supérieur, du Tarannon et du Wenlock (au moins *pro parte*).

Une telle condensation du Gothlandien inférieur et moyen n'a rien d'extravagant. Dans les chaînes d'Ougarta (Sahara occidental), on vient précisément de signaler que le Llandovery élevé, le Tarannon et le Wenlock basal n'étaient représentés que par une quinzaine de mètres de schistes carburés (Poueyto, 1950).

On pourrait aussi, mais en l'absence de faunes, comparer notre série violacée psammitique des Beni-Afeur aux « phyllites violettes » qui, dans la coupe du Dj. Tzafogaltz (Rif espagnol) constituent, sur 12 m d'épaisseur, le substratum de la série calcaire supérieure du Gothlandien (Fallot, 1937, p. 296).

Aux Beni-Afeur, les Graptolites se trouvent dans des faciès franchement détritiques, alors que, dans les régions méditerranéennes classiques, la partie inférieure du Gothlandien est sous la forme de « schistes carburés » à Graptolites. Parfois, il est vrai, les schistes gris inférieurs des Beni-Afeur ont tendance à acquérir ce faciès.

En général, le Gothlandien de Petite Kabylie, à sa partie inférieure et moyenne, est très chargé d'éléments détritiques (ce qui ne s'oppose nullement à la présence des Graptolites). De même, dans le Rif, le Gothlandien basal est très riche en grès et en lits à micas flottés. Il y a encore trop peu de jalons entre Rif et Petite Kabylie pour affirmer dès maintenant que, à la fin du Silurien, l'érosion de zones cristallophylliennes émergées alimentait la sédimentation peu profonde des mers gothlandiennes du bourrelet liminaire africain.

La série des Beni-Afeur ne nous a pas montré de lits de phtanites, dont l'existence est pourtant si générale en Europe et en Afrique du Nord, à l'aurore du Gothlandien (voir Lucas, 1942, p. 51-52). Les galets de roches à Radiolaires des Toumiets d'El-Kantour sont les seuls témoins éventuels de telles formations.

Nous avons par contre rencontré de tels phtanites intercalés dans des schistes plus ou moins psammitiques qui, à Ihamziène (Grande Kabylie), doivent constituer le substratum des calcaires à Orthocères du Gothlandien supérieur.

C. LE NIVEAU CALCAIRE (Gothlandien supérieur)

Il couronne la série détritique sous-jacente. Il a livré des Orthocères, bien connus dans le Gothlandien supérieur (Ludlow-Downton) de Bohême. Ces calcaires comprennent peut-être aussi une partie du Wenlock.

Considérés jusqu'à présent comme dévoniens (voire du Dévonien supérieur) par F. Ehrmann, ces calcaires avaient paru, il est vrai, à certains observateurs (P. Fallot, M. Blumenthal), identiques

aux couches à Orthocères rapportées au Gothlandien, sans preuves formelles, en divers points de la Méditerranée occidentale. L'identité des faciès laissait supposer l'identité d'âge : il fallait donc, par de nouvelles récoltes, dater ces formations et décider s'il s'agissait de Dévonien, comme le voulaient les Algériens, ou de Gothlandien. Il n'est pas inutile de rappeler la phrase suivante de M. Blumenthal : « Selon mon impression, les matériaux du massif djidjellien sont meilleurs que ceux du Rif, de sorte que l'on devra appliquer les résultats définitifs auxquels on arrivera pour eux, à l'Ouest de la Méditerranée occidentale » (BLUMENTHAL, 1937, p. 113).

Les faunes recueillies aux Beni-Afeur permettent d'affirmer aujourd'hui que les calcaires à Orthocères sont gothlandiens. Il en est de même pour les calcaires d'Ihamziène, en Grande Kabylie, qui ont fourni (A. BARBIER et TERMIER, 1948 b) une faune (dont des Orthocères) du Gothlandien supérieur¹.

Des calcaires tout à fait comparables à ceux des Beni-Afeur existent en divers points du domaine bético-rifain et de la Sardaigne.

Dans les *Bokoya* (BLUMENTHAL, 1937, p. 25), des calcaires à cassure rosée ont livré des Orthocères, déterminés par M. Gortani : *Orthoceras* cf. *dulce*, *O.* cf. *pleurotomum*. En Bohême, la première de ces espèces est décrite depuis la base du Gothlandien (E 1, E 2) jusqu'au Dévonien inférieur (F 1); la seconde y est connue dans tout le Gothlandien.

Dans le *Rif occidental*, on a aussi signalé des calcaires, souvent roses, à Orthocères indéterminables (FALLOT, 1937, p. 296), terminant la série gothlandienne, et, comme aux Beni-Afeur, au-dessus de calcaires massifs.

Dans les *cordillères bétiques*, les calcaires à Orthocères et à *Orthis umbra* du château d'Ardales ont été aussi attribués au Gothlandien (BLUMENTHAL, 1930, p. 76). En particulier les petits Orthocères de ce gisement ont été rapportés par M. Gortani, avec doute, à *Orth. michelini* BARR., que l'on connaît, il est vrai, du Gothlandien supérieur (E 2) mais aussi du calcaire de Konieprus (F 2 : Dévonien inférieur), en Bohême.

En *Sardaigne* aussi (Iglesiente, Fluminese), des calcaires à Orthocères, attribués au Wenlock, ont été comparés par Blumenthal, en connaissance de cause, à ceux des Beni-Afeur.

Il serait banal de chercher d'autres comparaisons (Montagne Noire, Alpes carniques...). Très généralement, dans une large partie du bassin méditerranéen, le Gothlandien se termine par des calcaires à Orthocères, blancs ou roses, parfois compacts, parfois schisteux, quelquefois séparés en plusieurs niveaux. La répartition de ces calcaires à Céphalopodes au Gothlandien supérieur apparaît ainsi très large (jusque sur le bâti saharien). Dans le Dévonien, par contre, les niveaux à Orthocères se raréfient considérablement.

D. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Sauf cet épisode calcaire, si généralisé, il apparaît nettement que les relations paléogéographiques de la Petite Kabylie, au Gothlandien, si l'on se base sur l'identité des modalités de sédimentation, s'effectuaient avec les territoires du « bourrelet liminaire africain » (Rif, Grande Kabylie), avec ceux d'Europe occidentale (Espagne, S de la France) ou avec la Sardaigne.

C'est le lieu de rappeler certaine coupe décrite dans le haut Ter (Pyrénées catalanes), où le Gothlandien comporte de bas en haut (FONTBOTÉ, 1949, p. 16) :

1. schistes plus ou moins gréseux, passant à quartzites (25 m),
2. schistes charbonneux, ampélitiques, à Graptolites du Tarannon et du Wenlock (40 m ou plus),
3. calcaires charbonneux à Orthocères, etc..., attribués au Ludlow (10 m au maximum),
4. calcaires noirs à Crinoïdes, plus compacts, donnés comme dévoniens.

1. La découverte de fossiles du Silurien supérieur dans les micaschistes du massif d'Alger (*Monograptus* cf. *vomerinus*?, *Palaeophycus* cf. *beverleyensis*?) par F. Ehrmann (in : SAVORNIN, 1931, p. 38) semble ressortir au domaine de l'imagination.

Mis à part certains détails (richesse en éléments carburés, etc.), cette série, tant par sa puissance que par ses faciès ou par ses associations fauniques, se rapproche beaucoup de celle des Beni-Afeur.

Il n'en est que plus curieux de voir combien le Gothlandien du Maroc atlasique et, parfois aussi, celui du socle africain, diffère de ce type mésogéen, si bien représenté en Petite Kabylie.

4. — FAUNE GOTHLANDIENNE DES BENI-AFEUR

GOTHLANDIEN INFÉRIEUR

GOTHLANDIEN SUPÉRIEUR

Brachiopodes¹

Lingula symondsii SALTER
Orbiculoidea cf. *incumbens* BARRANDE
Orthis cf. *sowerbyana* DAVIDSON

Céphalopodes¹

Orthoceras currens BARR.
O. decipiens BARR.
O. morrissi BARR.
O. cf. *richteri* BARR.
O. socium BARR.

« Eoptérocodes »

Tentaculites (Novakia) acuarius Rein. RICHTER
Tentaculites gr. *scalaris* SCHLOTHEIM
Tentaculites (Novakia) sp.
Styliolina sp.²

Graptoloïdes⁴

Monograptus hemipristis GORTANI³
M. communis LAPWORTH
M. intermedius CARR.
M. convolutus HISINGER
M. cf. *fimbriatus* NICHOLSON
Rastrites approximatus PERNER
R. approximatus var. *geinitzi* TÖRNQUIST
Rastrites longispinus PERNER
R. peregrinus BARROIS
R. pecten TÖRNQUIST
Rastrites sp.

Dendroïdes⁵

Desmograptus sp. (?)
Acanthograptus sp. (?)
Inocaulis sp. (?)

1. Déterminations de M. P. Pruvost.

2. D'après H. et G. Termier (1950).

3. Exemplaire recueilli par F. Ehrmann, déterminé par M. Gortani, puis par H. et G. Termier, figuré par ces derniers (1950).

4. Sauf *Monograptus hemipristis* (voir note 3), déterminations de l'auteur et, pour une part, de M. G. Waterlot.

5. Déterminations de M. Bulman.

5. — LE PRIMAIRE RÉCENT (POST-GOTHLANDIEN)

Il n'existe dans le Nord-Constantinois aucune trace certaine de Dévonien, de Carbonifère ni de Permien.

A. LE DÉVONIEN

On a pourtant attribué diverses formations au Dévonien.

Les « arkoses » (en réalité arkoses et porphyroïdes) signalées par F. Ehrmann aux Beni-Afeur et sur la feuille d'El Milia sont en réalité interstratifiées dans le complexe métamorphique antégothlandien.

On supposait d'autre part que les assises variées du Primaire récent des Beni-Afeur appartenaient au Dévonien. Nous venons de voir qu'il s'agit de Gothlandien.

De plus, F. Ehrmann (1928 a, p. 187) a signalé à l'E des Beni-Afeur « des chicots de calcaires à Orthocères, en grande partie démantelés dans les conglomérats éocènes ». Il cite en particulier une bande de « calcaires à Orthocères » située entre la M^{at} Graïou et le Bordj du Sidi-Marouf. Cet affleurement est en réalité constitué de cipolins intercalés dans des micaschistes : nous n'avons pu y reconnaître le moindre reste organique. En outre aucune trace de calcaires à Orthocères ne nous est apparue ailleurs, même à l'état remanié dans la base du Nummulitique¹.

Il convient aussi de rappeler que L. Joleaud (1912, p. 61) envisageait que certains « calcaires bleus » métamorphisés du massif ancien de Petite Kabylie soient dévoniens. Il doit s'agir de Cambro-Ordovicien, nous l'avons dit plus haut.

Que s'est-il passé au Dévonien en Petite Kabylie? On ne peut répondre qu'en se basant sur ce que l'on connaît dans les territoires les plus voisins.

Le Dévonien des régions littorales d'Algérie est très mal daté. En laissant de côté le Flysch à Tentaculites du Chénoua, on n'a cité ce système qu'en deux points de Grande Kabylie.

Au Dj. Ammel (*alias* Ahmed), la série primaire débute, au-dessus des micaschistes, par d'épaisses arkoses blanches avec grès verts et brèches à petits éléments remaniés *in situ*. Des schistes gris, ternes, à débris de Trilobites, avec des lentilles de calcaires gris, viennent plus haut. Ils sont à leur tour surmontés de psammites plus ou moins violacées avec niveaux calcaires qui nous ont fourni quelques mauvais Trilobites (Proetidés?, selon P. Hupé). Au vu des faciès, nous paralléliserions volontiers ces psammites avec ceux des Beni-Afeur. Les formes citées par H. et G. Termier (1950) dans ces niveaux, mis en évidence par A. Lambert (1945), et que ces auteurs avaient tendance à attribuer au Dévonien, sont loin d'être concluantes : en particulier l'association des genres *Syringaxon* et *Novakia* peut parfaitement être gothlandienne.

A Ihamziène, nous avons revu la série découverte par A. Barbier (BARBIER et TERMIER, 1948 b). Elle est vraisemblablement renversée. On trouve ainsi, entre les calcaires à Orthocères du Gothlandien supérieur et une série schisteuse riche en lydiennes noires et blanches, des calcaires noduleux de type « griotte », en dalles blanc-grisâtre ou rosées, s'enrichissant vers le haut (stratigraphique) en débits marneux. La base de ces calcaires noduleux présente une ressemblance étonnante avec le Dévonien supérieur des Corbières (« lauzier ») : les « griottes » sont, pour la plupart, des débris d'Ammonoïdés ou d'Orthocères, roulés et cimentés. Bien que les restes que nous avons recueillis ne soient guère meilleurs que ceux récoltés par A. Barbier, H. et G. Termier, nous pensons que ces assises appartiennent effectivement à un Dévonien élevé, qui ferait ainsi directement suite au Gothlandien et précéderait immédiatement les lydiennes du Dinantien. Mais ce fait devra être confirmé.

Dans le Rif espagnol, les calcaires blancs à *Favosites* de la Hafa-Kaiatz, qui ne semblent pas être concordants sur le Gothlandien à *Orthoceras*, ne sont rattachés au Dévonien (FALLOT, 1937, p. 297-298) qu'avec beaucoup de doutes.

1. Il s'agit, non d'Éocène comme l'indiquent les premiers travaux de F. Ehrmann, mais d'Oligocène.

En Sardaigne, à moins de 400 km au NE des Beni-Afeur, on connaît bien une épaisse série calcaire dévonienne, reposant sans discontinuité sur des calcaires à Tentaculites du Gothlandien supérieur. L'orogénèse ardennaise, qui marque ailleurs la fin du cycle silurien, n'aurait donc joué ici aucun rôle.

En Petite Kabylie, on ne saurait donc exclure que le passage du Silurien au Dévonien ait aussi été progressif. D'ailleurs les quelques mètres de calcaires roses à Encrines qui se placent au-dessus des calcaires à Orthocères des Beni-Afeur représentent peut-être (?) la base du Dévonien : mais rien ne le prouve.

B. LE CARBONIFÈRE

On lui a attribué certains terrains de la chaîne numidique. En général, il s'agit d'erreurs manifestes.

F. Ehrmann (1924, p. 132) signale des schistes charbonneux « avec lits de houille » en deux points. Aux Beni-Afeur, de telles assises sont indiquées au flanc sud-est du Dj. el-Kelaa, bien que la carte de « Tamesguida » (EHRMANN, 1946), n'en porte nulle trace. Si de telles couches existent, elles ne peuvent être que nummulitiques.

Le deuxième affleurement carbonifère serait situé au Kef Dardja. Nous n'avons relevé là, en fait de schistes, que des assises noirâtres, non charbonneuses, attribuables au Trias.

Joleaud (1910 b) a d'autre part cartographié un affleurement carbonifère près de la M^{at} Beni-Haï, au SE du Moul-ed-Demamene. Il s'agit en vérité de phanites noirs interstratifiés dans un Flysch crétacé.

Des « lydiennes carbonifères » ont été souvent mentionnées, remaniées dans les conglomérats oligocènes (EHRMANN, 1924, p. 153; DELEAU, 1938 c, p. 211). Dans les cas que nous connaissons, ces galets noirs sont empruntés à des quartzites ou parfois à des tourmalinites faisant partie du complexe cristallophyllien. Nous n'avons jamais trouvé de radiolarites. Leur présence n'aurait d'ailleurs pas été un argument d'âge vraiment sérieux.

Dans l'E de la chaîne numidique, diverses formations ont été rapportées au Carbonifère, sans preuves paléontologiques (JOLEAUD, 1912; DALLONI, 1930; DELEAU, 1938 c, p. 47-56). Il s'agit de schistes, grès et conglomérats, fréquents surtout aux environs du col d'El-Kantour. Nous avons vu — et P. Deleau (1952 a) est maintenant du même avis — qu'en divers points ces couches peuvent être gothlandiennes. Cependant des recherches nouvelles seront nécessaires avant que l'on puisse nier absolument la présence de Carbonifère dans cette région.

Rappelons que, dans l'Algérie tellienne, le Carbonifère n'est connu, très mal au surplus, que dans le Djurdjura. Il y serait parfois marin, parfois continental. Les restes qu'il a livré ne sont guère satisfaisants.

Il nous est donc absolument impossible de retracer l'histoire de la Petite Kabylie au Carbonifère.

C. LE PERMIEN

Les grès, poudingues et schistes, souvent rouges, qui ont été rapportés au Permien ou au Permio-Trias seront examinés dans le chapitre suivant.

Nous pensons en effet qu'il s'agit de Trias, et non de Primaire.

CHAPITRE VII

LE TRIAS

Les rapports du Trias avec le socle paléozoïque n'apparaissent nulle part très clairement, dans le territoire étudié. Cependant, bien que ce Trias se présente presque constamment dans des situations structurales ambiguës, il est hors de doute qu'il inaugure un nouveau cycle sédimentaire, qui se poursuivra par les dépôts du Jurassique.

Après la description des terrains qu'on est en droit de rattacher au Trias, nous discuterons l'âge de la « formation du Chabet Taouerguen » (près de Catinat).

1. — HISTORIQUE

Jusqu'à la découverte, en 1896, de fossiles du Muschelkalk au Dj. Chettabah, à l'W de Constantine, les terrains aujourd'hui attribués au Trias avaient fait l'objet des interprétations les plus diverses. Il est dans le Nord-Constantinois comme dans le reste de l'Algérie : nous renvoyons à l'excellent résumé qu'a fait Blayac (1912) de cette question.

C'est à L. Joleaud (1912) qu'est due, dans notre région, l'identification de faciès « permien » gréseux et « triasiques » (Keuper) gypsifères. Le « Permien » détritique est ainsi cartographié en divers points de la chaîne numidique, particulièrement entre le Sidi-Dris et les Toumiets d'El-Kantour; par contre, les assises gréseuses du Moid-Aïcha, dont M. Dalloni (1920) démontrera l'identité avec le « Permien » du Sidi-Dris, sont considérées par Joleaud, tantôt comme jurassiques, tantôt comme crétacées. En ce qui concerne le Trias gypsifère, un certain nombre d'affleurements sont cartographiés par Joleaud (1910 b et 1912) dans la partie orientale de la région ici étudiée.

Mais des erreurs d'attribution sont parfois commises. Les « argiles irisées » du Koudiat-el-Hamra, à l'W de Sidi-Merouane, sont, en réalité, partiellement crétacées, partiellement miocènes. Les dolomies du Kef Goussane, au NE du Sidi-Marouf, où Joleaud voit du Trias moyen, sont très probablement liasiques. Enfin, les affleurements de Trias marqués à la Mechtat el-Bedsî (au NE des Beni-Haroun) et au S du Kef Berra (au S du Moul-ed-Demamene) n'existent pas : on ne trouve en ces deux points que des éboulis de calcaires du Lias, plus ou moins rubéfiés.

Dans les régions plus occidentales, au S et au SE de Texenna, où l'existence du Trias avait été signalée depuis longtemps (BLAYAC, 1912, p. 144), F. Ehrmann (1946) a souligné son extension, comme d'ailleurs dans l'ensemble des Babors.

Précisons immédiatement que divers affleurements figurés par cet auteur sur la feuille de Tâmesguida nous ont paru ne pas exister : en particulier ceux de Bordj-el-Rhorf (SW de Texenna), du S du 373 et du SSW du 429 (près de la Zaouïa du Djendjene), des Ouled-Aïssa (NW du col de Fédoulès), du Kef el-Hadjel (NE de Chevreul), etc. Dans la partie sud-est de la feuille « El Milia » (EHRMANN, 1928 b), le même géologue indique à juste titre du Trias gypsifère, qui se poursuit vers Taskif, sur la coupure voisine « Aïn-Kechera » (BÉTIER, 1933), et des grès « permien », au NW du Kef bou-Rhaleb. Par contre, le petit affleurement triasique indiqué par F. Ehrmann à la Dehret Ouled-Yaya, comme reposant sur les schistes paléozoïques et recouvert par le Nummulitique, n'existe pas. Dans cette région, nous n'avons noté que des argiles et marnes gréseuses de l'Oligocène basal, quelquefois de couleur verdâtre ou rougeâtre, reposant en transgression sur les micaschistes; d'épais éboulis, essentiellement formés de plaquettes schisteuses empruntées à ces dernières formations, recouvrent plus ou moins cette zone.

Dans sa thèse, P. Deleau (1938 c) souligne l'opposition du « Permien » détritique et du Trias gypsifère. Plus récemment (DELEAU, 1952 a, p. 12), ce même auteur incline plutôt à attribuer les faciès gréseux au Buntsandstein.

2. — ÉTUDE DES FACIÈS

A la différence des terrains sédimentaires normaux, le Trias gypso-salin se présente en général dans des conditions tectoniques inhabituelles, que ce soit en plis-diapirs, en diapirs francs ou comme lubrifiant le long des contacts anormaux.

Ce « complexe triasique » se montre, dans notre région, identique à ce qu'il est dans la majeure partie de l'Algérie. Il comporte trois sortes de constituants :

- des dépôts sédimentaires, qui en sont les éléments fondamentaux,
- des lambeaux arrachés à d'autres formations, plus ou moins bien datées,
- des roches éruptives basiques, les « ophites ».

Le métamorphisme léger qui affecte certains éléments du complexe triasique, et la minéralisation qui l'accompagne, seront ensuite sommairement décrits.

Des niveaux gréseux ou schisteux, toujours franchement détritiques, peuvent être distingués du « complexe » précédent. Ces formations, attribuées jusqu'à présent au Permien, ont dans certains cas des rapports stratigraphiques normaux avec des terrains bien datés. Elles seront examinées à part.

A. Les constituants fondamentaux du complexe triasique

Ce sont : des argilites et marnes bariolées, plus ou moins schisteuses, et des grès fins ; du gypse ; du sel gemme ; des dolomies grises, brunes ou noires ; des cargneules ; des minéraux variés.

1. LES ARGILITES ET MARNES BARIOLÉES

Elles possèdent de vives colorations, vertes, rouges, rosées, jaunâtres, violacées, grises, blanchâtres... Leur richesse en carbonate de chaux est variable : à côté d'authentiques marnes, on trouve souvent des « argiles » qui s'avèrent d'ailleurs être plutôt des pélites. Ces assises peuvent acquérir une schistosité plus ou moins nette ; elle se délitent alors en menues plaquettes.

Ces formations bariolées constituent la plus grande partie du complexe triasique. Associées à elles, on trouve des niveaux finement détritiques, sous forme de grès tendres à ciment calcaireux. On rencontre aussi parfois de véritables microconglomérats polygéniques, à galets plus ou moins roulés.

A Taskif, nous avons ainsi recueilli un échantillon qui, en plaque mince, montre de petits galets des éléments suivants : arkoses (quartz, feldspaths en partie kaolinisés et en partie séricitisés, muscovite en longues lamelles), quartzites, calcaires de grain varié contenant des quartz à faces cristallines, minéraux isolés et roulés (quartz, feldspaths décomposés, etc.). Ces galets sont englobés dans un ciment calcaire extrêmement fin, riche en oxyde de fer. Le litage des éléments de ce « grès » confirme qu'il s'agit bien de couches sédimentaires formées en même temps que les marnes bariolées.

2. LE GYPSE

C'est aussi un élément essentiel du « complexe triasique ». Presque constamment présent, particulièrement en bordure et au sommet des intrusions diapires, il montrerait une particulière mobilité. De couleur blanche, beaucoup plus rarement rosé, le gypse triasique a un aspect compact et un grain saccharoïde ; il n'est lité qu'exceptionnellement. Soulignons, comme l'ont fait maints auteurs, que ce gypse dérive probablement d'anhydrite (que nous n'avons pu cependant mettre en évidence dans notre secteur) et qu'il a été remanié en surface, sous forme d'encroûtements cimentant les débris les plus variés.

Ces gypses, bien connus des Indigènes (Gèbs), sont exploités par eux de manière très extensive. Les gisements les plus importants se situent : sur la rive droite du Djendjene, au SE de Texenna, dans les falaises dominant le fleuve ; à la Mat Rhedirouet, près du Kef Dardja, etc...

Signalons l'existence occasionnelle d'entonnoirs de dissolution. Ces sortes de dolines sont particulièrement typiques au SE de Texenna, un peu au N du Dj. Sidi-Oussaf (pl. 2). Au centre de la feuille « Sidi-Merouane », au SE de Moul-en-Necheme (Dj. Amtemar), ces dépressions intéressent non seulement le Trias gypseux, mais encore la base des couches néonummulitiques, reposant sur ce dernier.

Dans certaines conditions, les gypses du Trias peuvent émigrer dans la série sédimentaire sus-jacente, et y prendre l'allure de simples filonnets. Nous expliquerions de la sorte les minces lits de sulfate de chaux, qui, à Tapets-Zelazel, sur la rive gauche de l'O. Raraf, au SE du Moul-ed-Demamenc (pl. 3), s'intercalent dans des schistes calcaireux noirs chargés de pyrite, attribuables au Sénonien.

3. LE SEL GEMME

A la différence de la répartition quasi-générale du gypse, le sel n'est pas connu en affleurements dans la zone étudiée; cette pauvreté en sel gemme a été déjà soulignée par Joleaud (1912). Elle est d'ailleurs générale dans les régions littorales d'Algérie orientale, et on peut l'attribuer aux conditions climatiques actuelles, qui déterminent la dissolution rapide des chlorures triasiques amenés dans les zones superficielles.

Mais le sel gemme existe en profondeur, comme en témoignent des sources salées, dont la plupart sont en rapport évident avec les affleurements triasiques. En voici (fig. 22) la répartition de l'W à l'E :

1. Une importante source salée, tiède, sort des gypses triasiques, dans le lit de l'O. Berbouch (2 km au NW du Dj. Msid, centre de la feuille « Sidi-Merouane »).

2. Une source salée abondante (1 l/sec. env.), émerge de l'Éocène, recouvert d'alluvions, sur la rive ouest de l'O. Redjas, au SW du Dj. Kekra (près Kribsa).

3. Une source salée de même importance se situe sur la rive occidentale de l'Oued-el-Mahadjar (SE de Beïnen). Son orifice se place dans les gypses lités du Miocène; mais sans nul doute le sel provient du Trias, qui affleure moins de 300 m à l'W de là.

4. Une dizaine de petites sources, déposant des efflorescences salées blanches, sont réparties sur 1 km² de superficie, au SW du Sidi-Marouf, près du Chabet Amalou. Elles sourdent pour la plupart du sein d'un éboulis gréseux masquant le substratum de marnes sénoniennes. Les plus méridionales émergent visiblement des grès « numidiens », mais sont en liaison évidente avec de tout proches affleurements gypsifères de Trias.

5. Deux sources salées d'assez faible débit sortent du Trias, sur la rive ouest de l'Oued-el-Hamous, 7 km à l'WNW de Sidi-Merouane.

6. La source thermale du Koudiat-el-Hamra, 4 km 500 à l'W de Sidi-Merouane, est légèrement salée. En outre de nombreux suintements salés, sortant des calcaires miocènes, se répartissent en aval de ce hammam, sur les deux rives de l'Oued-el-Kebir, à l'W de Moul-Abessa.

7. Des efflorescences salées que nous avons remarquées sur la rive nord du bas O. Itera (à l'étiage), 1 km au SW de son confluent avec le Kebir, permettent de supposer, sous le Lias et le Trias gréseux, l'existence de Trias salifère.

Il est aisé de se rendre compte que tous ces indices se localisent étroitement dans le centre-sud de la région, sur un territoire d'environ 300 km². Il est permis de supposer que la sédimentation du complexe triasique était là particulièrement riche en chlorure de sodium.

4. LES DOLOMIES

Elles se présentent en amas de dimensions très variables au milieu du « complexe triasique ». Certaines sont noires : ces roches, très caractéristiques du Trias, possèdent souvent un litage net et se brisent facilement en menus parallélépipèdes. D'autres sont grises, jaunâtres ou brunes : en général compactes, elles sont parfois difficiles à distinguer de certains calcaires dolomités du Lias, entraînés par le Trias diapir.

Nous attribuerons au Trias les dolomies noires si fréquentes au NW du Dj. Sidi-Oussaf, au SE de Texenna : certains de ces lambeaux semblent grossièrement alignés. Ailleurs, les affleurements de dolomies

du Trias sont rares. Signalons cependant les dolomies brunes, bien litées, du N du « Rhédir-ed-Draa » (SE du Dj. Rhiaïa), et un peu plus à l'E, les calcaires dolomitiques brun-noirâtre de la Mat Berbouch.

La dénomination « dolomie » est souvent difficile à appliquer sans analyse préalable. Les roches carbonatées de couleur brune s'avèrent fréquemment être des dolomies calcarifères. En voici un exemple¹ (analyses L. Visse) :

MgO	CaO	SiO ₂
14,79	35,26	3,45

Les roches de teinte noire sont trompeuses. Il s'agit souvent de vraies dolomies, comme le prouvent ces deux analyses² :

	MgO	CaO	SiO ₂
A	20,13	30,42	3,28
B	21,01	30,75	0,29

Mais une roche d'aspect très analogue³ a montré :

MgO	CaO	SiO ₂
1,10	54,90	0,51

Quelquefois les dolomies du Trias apparaissent sous forme de fragments bréchiques englobés dans un ciment riche en oxyde de fer et en calcite. Une roche ainsi constituée, recueillie au Kef Dardja, à l'W de la cote 732, a montré⁴ :

	MgO	CaO
fragments bréchiques.....	12,07	30,00
ciment de la brèche.....	4,54	43,55

Certaines « cargneules » acquièrent leur faciès par disparition des éléments de la brèche, seul restant le ciment ferrugineux et calciteux : il s'agirait d'ailleurs d'un « déchaussement » des fragments plutôt que d'une véritable dissolution de ces derniers.

5. LES CARGNEULES

Diversement colorées, mais en général brunes ou jaunâtres, elles peuvent présenter un important développement, comme, ailleurs, ne constituer que des amas de petites dimensions. La plupart du temps, ces roches apparaissent comme des brèches, où seules sont conservées les parties calcaires, colorées par l'oxyde de fer. Elles englobent des fragments de roches variées : parfois il s'agit de plaquettes schisteuses verdâtres ou lie-de-vin, parfois aussi de dolomies. On observe souvent, de plus, des cristaux bipyramidés de quartz.

La richesse en magnésie attribuée aux cargneules repose souvent sur un abus de langage. A titre d'expérience, voici les résultats qu'ont donnés deux analyses de cargneules : la première (an. A) d'une cargneule noire, récoltée à l'E de Taskif; la seconde (an. B) d'une cargneule jaune, terreuse, de la même région (et dont la silice est essentiellement détritique) :

	MgO	CaO	SiO ₂
A	1,00	42,53	2,82
B	1,54	29,32	38,11

1. SE de Sidi-Barkate (SW du Sidi-Marouf).

2. O. bou-Nassa (An. A); SW du Kef Goussane (An. B).

3. SE de Sidi-Barkate (SW du Sidi-Marouf).

4. L'analyse n'est qu'approximative, car la brèche et son ciment étant très adhérents entre eux, leur isolement n'a pu être que partiel.

L'habituelle richesse en calcite des cargneules triasiques ne permet donc guère de les considérer, ainsi qu'il est classique, comme des dolomies décalcifiées. Nous y verrions bien plutôt de véritables brèches, plus ou moins sédimentaires, ayant subi ultérieurement, en présence du sulfate de chaux, des transformations chimiques (voir BRÜCKNER, 1941; ELLENBERGER, 1950, p. 110-111) aboutissant à l'élimination presque totale de la magnésie.

6. LES MINÉRAUX LIBRES

Ils sont essentiellement représentés par des *quartz bipyramidés*. Ces cristaux, de taille et de coloration variables, peuvent être extraordinairement abondants (« Hadjar el keboul » des Indigènes). La genèse de ces quartz est encore mystérieuse. On peut en tout cas supposer qu'elle est plus ou moins contemporaine de la sédimentation triasique, caractérisée par ces minéraux dans des domaines extrêmement étendus¹. Les hypothèses proposées, la première d'une minéralisation en silice en rapport avec les « ophites » (GLANGEAUD, in ANONYME, 1939, p. 137), une autre d'une migration secondaire tardive de la silice, dans des fissures (BECKER et DUBOIS, 1953), ne paraissent en tout cas pas satisfaisantes.

B. Les constituants accidentels du complexe triasique

Ils ont été arrachés par le Trias au cours de son ascension au sein des sédiments qui lui sont superposés.

De débris empruntés au socle *cristallophyllien*, nous ne pouvons citer que trois cas, plus ou moins douteux.

C'est, aux Beni-Haroun, à l'W de l'Oued-el-Kebir, une plaquette de schiste satiné : il n'est pas invraisemblable qu'elle ait été apportée de main d'homme (on la trouve parmi des déblais romains). En second lieu, c'est, à l'W immédiat de Fedj-Akdal, au SW du Sidi-Marouf, un bloc de roche verte rappelant macroscopiquement les diabases paléozoïques : il peut cependant s'agir malgré tout d'une « ophite » orientée. C'est enfin, au Dj. Marba, à l'W de la Zaouïa du Djendjene, un paquet de schistes verts tout à fait semblables aux schistes à hornblende que l'on trouve dans le proche amas de roches basiques d'âge paléozoïque de Texenna.

A côté de ce Primaire, on rencontre essentiellement dans le Trias des *roches secondaires et tertiaires* bien reconnaissables, et aussi des éléments triasiques, mais appartenant, semble-t-il, à d'autres niveaux stratigraphiques que le complexe gypsifère : il s'agit de *grès et schistes psammitiques* « à faciès permien » (que nous étudierons plus loin, car on les trouve ailleurs que dans les diapirs) et de *calcaires*, dont certains au moins paraissent représenter le Trias moyen (mais on ne les trouve jamais à leur place stratigraphique normale).

Ces calcaires, dont les affleurements sont toujours exceptionnels et de petites dimensions, montrent les aspects les plus variés. Ils sont souvent dolomitiques, mais leur teinte claire permet de les différencier des dolomies liées génétiquement au complexe gypsifère.

Un gros affleurement est observable au N du Dj. Msid (centre de la feuille « Sidi-Merouane »). Un peu à l'E de ce point, vers Moul-en-Necheme, nous avons noté des calcaires blancs à lits siliceux (quartzine) : les bandes calcaires sont formées d'une calcite dont les cristaux sont parfois disposés en « fibres » perpendiculaires au litage, tandis que les lits siliceux² montrent des cristaux parallèles à la stratification.

Dans la région du Kef Dardja, comme aussi dans l'écaïlle des Kefs Sassenene et bou-Rhaleb, les affleurements de calcaires triasiques sont nombreux. Nous les décrirons plus loin, en discutant leur âge. Précisons déjà qu'il s'agit de calcaires grisâtres, assez riches en oxyde de fer, souvent finement lités, plus ou moins noduleux. Il y a des lits vermiculés.

1. Dans un travail récent, A. Bonte (1953) formule une hypothèse semblable; J. Ricour est du même avis.

2. La silice constitue pondéralement près de 15 % de la roche.

D'autres débris calcaires, associés au « complexe triasique », ont une position stratigraphique plus douteuse.

On trouve ainsi des calcaires à silex, plus ou moins décalcifiés, au SW du Dj. el-Mourreba (Zaouïa du Djendjene), comme aussi au NE du Kef Dardja. Des calcaires noduleux blanc-grisâtre à grain assez fin (montrant d'innombrables petits cristaux, souvent des rhomboèdres, d'un carbonate épigénisé en quartz) sont représentés dans le témoin triasique le plus oriental de la Mat Dra-di-Mira (Bin-Lakhdar) et sur la rive droite du bas Chabet bou-el-Besbès (E d'Arago).

C. Les roches éruptives basiques

L'origine et l'âge de ces roches, souvent abusivement nommées « ophites », seront discutés plus loin. Précisons seulement qu'elles sont extrêmement répandues, dans presque tous les affleurements du « complexe triasique ». Elles se présentent en amas de dimensions variées, mais souvent en simples blocs arrondis, de couleur verte, très durs, rarement arénisés.

Les plus grandes masses se situent au NW du Dj. Sidi-Mansour; au NW du Dj. Amtemar (où un amas mesure plus de 200 m de long); au NW de Sidi-Merouane, d'une part près de la Mat Kredidja, d'autre part dans le lit de l'Oued-el-Kebir; près de la Mat Bourou, au S d'Arago, etc...

Les « ophites » examinées appartiennent à trois types pétrographiques différents :

- des dolérites à structure ophitique plus ou moins accusée, montrant d'assez gros cristaux et des associations micropegmatitiques quartz-feldspath;
- des dolérites ayant tendance à la structure ophitique, mais possédant des cristaux plus fins;
- des andésites franches.

LE TYPE DE LA PREMIÈRE CATÉGORIE a été récolté à l'Aïn-Tsillil, près de la Mat Bourou (S d'Arago). En lame mince, on remarque :

- des plagioclases basiques à belles macles; ils commencent à subir un début d'altération en séricite (fines paillettes) et en zoïsité (petits granules);
- de l'augite, extrêmement abondante, en voie de transformation en une hornblende verte. Ce minéral se chloritise parfois;
- du quartz, assez rare, qui paraît primaire. Il est parfois associé en micropegmatite avec le feldspath;
- de l'ilménite, pour la majeure partie transformée en leucoxène.

Une roche très analogue a été observée au Dj. Amtemar, au N de Beïnen. Le feldspath, qui forme la moitié de la roche, est une albite-oligoclase, ici encore souvent associée au quartz, en micropegmatite. Il n'y a plus trace de pyroxène : on n'a plus qu'une hornblende vert-gris, constituant le tiers de la roche. Cette amphibole, parfois en gros cristaux, parfois aciculaire, est en voie de chloritisation. Ici encore le fer titané est quelquefois totalement transformé en sphène. La basicité du feldspath est moindre que dans les cas précédents : on peut admettre que l'épidote, en abondance variable, il est vrai, procède du plagioclase calcique, qui aurait ainsi subi une saussuritisation partielle.

LE TYPE DE LA DEUXIÈME CATÉGORIE provient de la Mat Tazerout, au SW d'El Milia. Les cristaux sont en moyenne plus petits que dans les roches précédentes. Le plagioclase est totalement séricitisé; on trouve aussi de l'épidote. L'augite, extrêmement abondante, est en voie d'ouraltisation et de chloritisation. Le quartz est assez rare. De nombreux petits amas de leucoxène parsèment le fond de la roche.

Certains cristaux d'augite, plus ou moins chloritisée, et de feldspaths, totalement séricitisés, présentent d'assez grandes tailles. Il y a une tendance à la structure microgrenue.

L'altération de ces dolérites aboutit à des roches d'un vert assez clair, comme celles que l'on observe au col de Fédoulès, à l'W de la cote 924. Les cristaux de plagioclases, reconnaissables à leurs formes, sont transformés en séricite, qui s'ordonne parallèlement et perpendiculairement aux macles. Un minéral ferro-magnésien englobe les feldspaths : il a totalement évolué en pennine et chlorite blanche. Cette dernière est parfois presque exclusive dans la roche. Dans certains cas, la transformation du ferro-magnésien en biotite est totale et exclusive : essentiellement il s'agit d'une biotite verte, en lamelles, mais on trouve aussi de la biotite brune (suivant n_g).

LES ROCHES MICROLITIQUES DE LA TROISIÈME CATÉGORIE n'ont été rencontrées qu'en un point du territoire étudié : à la partie supérieure de l'amas « ophitique » au NW du Kef bou-Rhaleb (pl. 3). Il s'agit d'une roche compacte, gris-noir, qui, en lame mince, montre manifestement deux temps de cristallisation.

Les cristaux du premier temps (de 1 à 3 mm) sont : des plagioclases basiques, plus ou moins fortement séricitisés, rarement maclés, intriqués avec des cristaux d'augite où les processus d'ouralite et de chloritisation sont amorcés.

Le fond de la roche montre de fins microlites de plagioclases et de chlorite. Cette roche mérite la qualification d'andésite.

D. Le « métamorphisme » affectant le Trias

Les « ophites » ne sont jamais connues dans leur position normale originelle. Par suite, il est impossible de savoir si elles ont eu de véritables effets métamorphiques sur les roches voisines.

On a coutume de leur attribuer cependant le développement de divers « minéraux de métamorphisme » dans certains éléments du complexe triasique, en particulier dans des calcaires. D'un métamorphisme analogue dépendrait le développement de certaines phyllites dans des niveaux argileux du Trias : les stries irrégulières qui tapissent la surface de ces plaquettes sont très analogues à celles que l'on observe sur les schistes épimétamorphiques paléozoïques.

En dépit de l'opinion classique, il nous paraît exclu que ce « métamorphisme » soit attribuable aux « ophites ». Il est bien connu que le métamorphisme dû au contact des dolérites est insignifiant, même quand il s'agit d'intrusions manifestes.

On notera par ailleurs que les minéraux « de métamorphisme » observés dans le Trias algérien sont tous connus, ailleurs, comme des *silicates authigènes* (ТОРКАУА, 1950) dont le développement dans des assises sédimentaires peut être indépendant du voisinage de tout magma ou de tout phénomène de vrai métamorphisme général. On rapprochera ce fait du développement des quartz bipyramidés dans le Trias.

Un tel « métamorphisme » ne semble affecter, dans notre région, que le Trias, et jamais les assises sédimentaires plus récentes. Seule une étude exhaustive de l'ensemble de ce problème, assez général en Afrique du Nord, permettra d'ailleurs de se faire une opinion fondée.

Nous citerons trois cas de calcaires « métamorphisés », dans notre secteur.

C'est d'abord un « marbre » triasique, d'un gris-violacé très clair, recueilli au NW du Dj. Amtemar. La calcite est en tout petits éléments (5 à 10 μ). Outre de petits grains de quartz, on voit des lamelles assez fréquentes, alignées, longues de 30 μ en moyenne, d'une phyllite de néogénèse (séricite ?).

C'est d'autre part un calcaire, de patine très blanche, gris-bleuté à la cassure, se situant dans la partie orientale du diapir triasique du bas O. Raha (Zaouïa du Djendjene). La calcite est ici encore en petits éléments. Des cristaux de quartz, souvent longs d'un demi-centimètre, paraissent macroscopiquement posséder des faces bien développées ; au microscope, on s'aperçoit que leur contact avec le calcaire est en réalité très flou, et que, au sein même du quartz, se trouvent de nombreux petits granules de carbonate. Dans le calcaire comme dans ces quartz, et parfois à cheval sur la limite des deux, se sont développées des lamelles de mica

blanc, ayant en moyenne 50 μ de long. Ce mica, qui possède les caractères d'une muscovite, montre une orientation cristallographique le plus souvent perpendiculaire à son allongement. Ajoutons qu'il existe également de nombreux granules de pyrite, souvent oxydée.

Le troisième cas est celui d'un calcaire de cassure blanche, dont les délits très fins et irréguliers sont colorés en ocre par l'oxyde de fer. On l'observe à 250 m au SW du pont sur l'O. Itera (SW du Sidi-Marouf), au bord nord du sentier muletier. En lame mince, on remarque que les cristaux de calcite sont assez nettement alignés suivant la stratification, leur dimension principale n'excédant pas 100 μ . Les délits ferrugineux ayant quelques millimètres de longueur, apparaissent comme formés de débris d'un schiste micacé, qui peut être un ancien schiste satiné (?). La pyrite, abondante, paraît procéder d'une origine semblable. Le fait intéressant est le développement d'une albite de néogénèse, en tablettes maclées, sans orientation privilégiée. Leur dimension est de l'ordre de 50 μ et leur abondance considérable.

Des faits analogues sont déjà connus dans le NE des Babors (LAMBERT, 1948 b). Ils sont classiques dans le N de l'Algérois et de l'Oranie.

E. La minéralisation affectant le Trias

Une minéralisation parfois intense est liée au « complexe triasique », en particulier aux « ophites ». Ces dernières montrent fréquemment des enduits d'oligiste tapissant leurs fissures et des cristaux de chalcopyrite.

Un échantillon d'« ophite », prélevé au col de Fédoulès, au contact des gypses, montre, à la limite des deux roches, une « croûte » de quartz, contre laquelle, du côté de la dolérite, se voient des amas de chalcopyrite, plus ou moins oxydée.

D'autres minéralisations sont *apparemment indépendantes des roches éruptives* : sulfures et carbonates de fer ou de cuivre, mais surtout barytine. Ce dernier minéral est d'une assez grande fréquence. Il peut former, au-dessus des diapirs, des filonnets qui permettent de suivre, en certains points, le complexe triasique resté en profondeur et que rien d'autre ne décèle.

En outre, le Trias diapir produit *dans les terrains traversés des métasomatoses variées*. A son contact, les calcaires se chargent de dolomite; les marnes se décalcifient et se durcissent.

Un bel exemple, observé au « Koudiat-beni-Assoun » (au SE d'El Maad) montre une ancienne marne à Globigérines (Sénonien ou Éocène inférieur) totalement décalcifiée. Par contre, de la limonite imprègne la roche, tandis que des filonnets de quartzine (accompagnée de rares particules phylliteuses) s'insinuent dans les anciens joints de stratification et remplissent les cavités du test des micro-organismes.

F. La série grés-schisteuse « à faciès permien »

Les grès « à faciès permien » se rencontrent, tantôt sous forme de lambeaux inclus dans le complexe gypsifère du Trias, tantôt à peu près dans leur situation stratigraphique primitive, sous le Lias. Nous en indiquerons plus loin les affleurements.

Ces grès possèdent un grain assez constant (DELEAU, 1938 c, p. 59-61). Souvent durs et compacts, ils présentent des colorations diverses : les teintes blanches, rouges et verdâtres dominent.

Sauf cas exceptionnel, les bancs, assez minces, ne dépassent pas 1 m d'épaisseur. Entre eux s'intercalent des schistes de même coloration, possédant eux aussi une nature détritique.

Les minéraux constituant ces roches sont toujours semblables, et seuls varient leur agencement et leurs proportions. Le quartz domine presque toujours. Toutes les préparations examinées montrent une certaine homogénéité de grain (entre 50 et 150 μ). En général, les cristaux sont engrenés comme dans des quartzites typiques. Cependant, il subsiste fréquemment un mince liseré de phyllites à la limite des grains.

Des agrégats phylliteux, de dimensions comparables à celles des grains de quartz, occupent une place importante dans la roche. Il est impossible de reconnaître le minéral qui a subi cette transformation; il doit s'agir de feldspaths complètement séricitisés. Ceux-ci peuvent former le quart ou la moitié de ces grès, qui doivent ainsi être qualifiés de grès feldspathiques, au moins dans leur état primitif.

Les micas, essentiellement la muscovite, constituent aussi un élément notable de ces grès. Leurs lamelles montrent fréquemment des bandes de biotite verte, alternant avec des bandes de mica blanc. Parfois le mica noir est complètement transformé en chlorite. Quand ces micas arrivent à former une quantité importante de la roche, ils ont tendance à se grouper dans certains lits, suivant lesquels le grès se délite. Les prétendus « schistes » séparant les bancs plus massifs ne sont ainsi que des psammites à grain fin, où la part du quartz est très réduite par rapport à celle des micas.

D'autres minéraux provenant aussi du remaniement des schistes cristallins sont fréquents : sphène, tourmaline, parfois rutile.

Les composés du fer sont abondants. Mettons à part la pyrite, qui dans la plupart des cas est nettement liée à la minéralisation, bien que, parfois, elle se montre sous forme de petits granules dispersés, oxydés en surface. L'hématite, très fréquente, arrive à donner à ces grès une allure mouchetée. L'ilménite inaltérée peut aussi jouer un rôle important. Dans certains cas, les oxydes de fer, dispersés sous forme de grains de très petite taille, arrivent à colorer la roche : les teintes violacées de certains grès leur sont dues.

Mentionnons enfin que ces grès sont parfois minéralisés; des filonnets de quartz et d'oligiste les parcourent. Dans une préparation, de l'apatite bien développée paraît liée à ces derniers minéraux.

3. — LE TRIAS DANS L'OUEST DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE

La répartition géographique des affleurements est indiquée sur la figure 22. Nous avons déjà indiqué que, la plupart du temps, les assises triasiques forment un véritable chaos et percent diapiriquement n'importe quel terrain à elles superposé. Dans les chapitres tectoniques, nous préciserons certains détails de constitution des innombrables affleurements triasiques du territoire envisagé, qu'il ne peut être question d'énumérer ici.

Nous ne donnerons de détails que pour ceux d'entre eux où une stratigraphie paraît possible. Ils sont tous situés dans la partie orientale du domaine décrit : Kef Natour, Kef Dardja, Dj. Sidi-Marouf, écaïlle des Kefs, bas Oued Itera, rocher des Beni-Haroun, zone du Mcid Aïcha-Kef Sema, Dj. Arbala (près d'Aïn-Kechera).

A. Le Trias du Kef Natour

Situé au centre de la feuille « Sidi-Merouane », cet affleurement constitue un simple élargissement de la bande triasique qui se suit sur plus de 30 km de long, du SE de Texenna jusque près du Sidi-Marouf.

Une excellente coupe du Trias est observable le long des gorges de l'O. el-Acherk, que suit, en les dominant, un important chemin communal. En synthétisant les observations, on trouve du S au N :

1. argilites bariolées, dans lesquelles s'intercale une bande verticale, dirigée NW-SE, de calcaires plus ou moins dolomitiques;
2. grès quartzeux fins, blancs, visibles sur 300 m de distance; ces niveaux comportent parfois de gros bancs et des passées rougeâtres ou violacées. Au S, ce terme montre quelques bancs de calcaire dolomitique;
3. dolomies vacuolaires (bande assez étroite);
4. « complexe triasique » : argilites bariolées, cargneules, gypse, « ophites », etc...

Les grès du niveau 2 plongent en général très fortement vers le S ou le SW. Les niveaux 1 et 4 se rejoignent vers l'W : leurs éléments se montrent identiques, et il convient de les assimiler. Dans une telle interprétation, la grande masse gréseuse constituerait un énorme paquet poussé vers le haut, au sein du « complexe triasique » diapir.

A l'E des gorges de l'O. el-Acherk, le Kef Natour proprement dit apparaît comme une dalle de calcaires du Lias plus ou moins fragmentée. Elle est, au N et au SW, en contact avec le complexe

gypsifère. A son bord ouest, elle voisine sur quelques dizaines de mètres avec la bande de grès blancs (niveau 2), mais les rapports des calcaires avec ces derniers sont difficiles à préciser et en tout cas disharmoniques.

Cependant, au SE, le Lias du Natour montre à sa base des grès fins, en contact plus ou moins normal (?) avec lui. Ces niveaux paraissent homologues de ceux de l'O. el-Acherk.

B. Le Trias du Kef Dardja

Le grand affleurement situé au NE de ce relief liasique permet d'observer une série triasique relativement tranquille. Mais les calcaires liasiques qui surmontent ce Trias ayant glissé en masse sur le versant, le contact exact des deux formations n'est pas observable. Deux coupes méritent description.

Suivant l'arête de la cote 732, on observe, de bas en haut et du N au S (fig. 23) :

1. calcaires gris à silex, en petits bancs,
2. schistes lie-de-vin,
3. grès,
4. cargneules jaunes,
5. calcaires (à pendage indistinct),
6. calcaires dolomitiques noirs, lités, à silex,
7. calcaires marneux gris-jaunâtre,
8. blocs disjoints de Trias,
9. schistes verts et lie-de-vin, cargneules jaunes,
10. dolomies cavernieuses noires et blanches,
11. dolomies brunes.

Les contacts ne paraissent pas tout à fait normaux entre les couches 4 et 5 ni entre les termes 8 et 9.

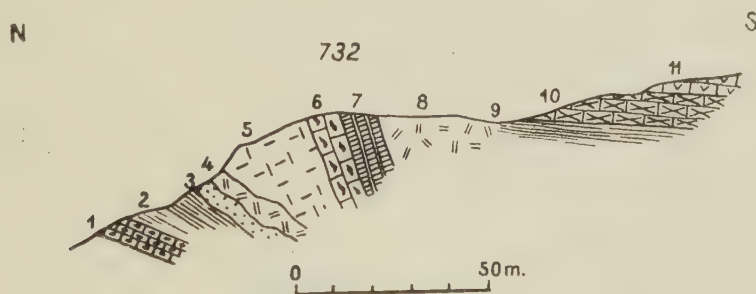


FIG. 23. — Coupe du Trias de la cote 732, au NE du Kef Dardja.
Voir légende dans le texte.

350 m à l'W du 732, la croupe de Belmkima (fig. 24) montre, de bas en haut :

1. « complexe triasique » (cargneules jaunes, dolomies vacuolaires, schistes rouges et blanchâtres),
2. petits bancs de calcaires à silex, parfois cargneulisés,
3. calcaires compacts, sonores au choc,
4. gros bancs de calcaires à silex,
5. calcaires en petits bancs, avec lits marneux,
6. calcaires à silex,
7. « complexe triasique » (cargneules, etc...).

Bien qu'on ne puisse totalement exclure qu'il s'agisse de lambeaux calcaires du Lias englobés dans le Trias diapir, il nous semble beaucoup plus probable que l'on a ici, au moins en partie, du Trias moyen. On soulignera la présence de calcaires à silex et de calcaires marneux.

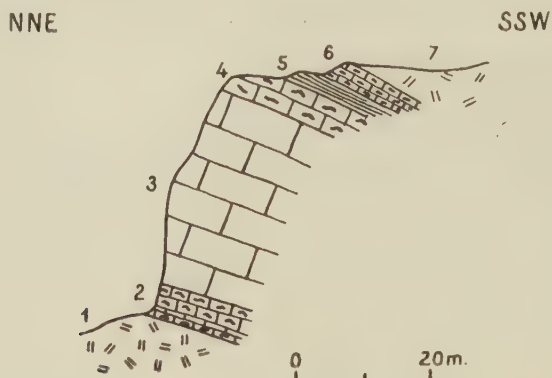


FIG. 24. — Coupe du Trias de Belmkima, au NE du Kef Dardja.
Voir légende dans le texte.

C. Le Trias du Sidi-Marouf

Une bande de Trias schisto-gréseux sépare au N le Lias du Marouf, des marnes sénoniennes. Du Bordj du Marouf jusque vers la Mat Derdja, cette bande, en général masquée par les éboulis calcaires, n'est en rien assimilable à un diapir. Les couches en sont litées, verticales, contre les calcaires dolomitiques du Lias inférieur, eux-mêmes verticaux. Il s'agit de schistes et de grès verts, rouges ou grisâtres. Entre ces assises, visibles au maximum sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur, et le Lias, s'observent des couches de passage (p. 160), attribuables à l'Infralias.

A l'E du Sidi-Marouf, dans le prolongement de ce Trias schisto-gréseux, on trouve une bande triasique, celle-ci incontestablement diapire; elle est intercalée entre le Jurassique du Marouf et le Sénonien. Une coupe prise 600 m au SSE de la cote 488 montre les éléments habituels du « complexe triasique » (fig. 25).

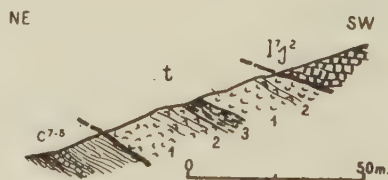


FIG. 25. — Coupe du Trias au NE du Dj. Sidi-Marouf.
t, Trias (1, cargneules à inclusions schisteuses bariolées; 2, cargneules massives; 3, grès schisteux lie-de-vin).
1²-J², Lias sup.-Dogger, calcaires en petits bancs. c⁷⁻⁸, Sénonien marneux à lits calcaires.

D. Le Trias de l'écaille des Kefs

Cette unité est située au NE du Marouf. Le Trias y offre, selon les points, tel ou tel de ses trois faciès principaux : complexe gypsifère, calcaires, série schisto-gréseuse.

A l'W, près de Bou-Kabaïl, sous le Lias dolomitique, se placent des grès blancs sableux à intercalations plus tendres, bariolées, et parfois aussi des grès rougeâtres. Ces couches plongent vers le NW. Leurs rapports avec le Trias gypsifère, qui s'étend de l'O. ed-Dayadisch jusqu'au Kef Goussane, sont inconnus.

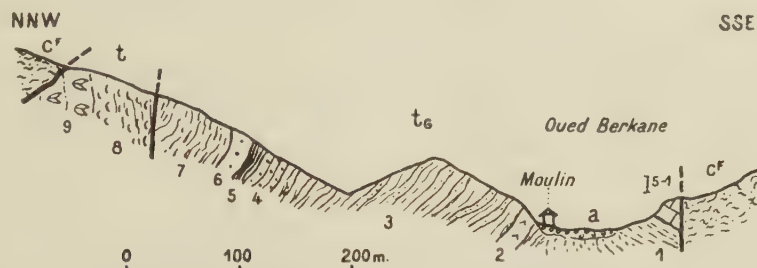


FIG. 26. — Coupe schématique du Trias à l'E du Kef Goussane.

t, complexe triasique; tc, Keuper (?) détritique; l¹-¹, Lias calcaire; cF, Flysch crétacé. Détail du Trias : 1, schistes bariolés; 2, cargneules jaunes; 3, grès et schistes rouges; 4, grès blancs bien lités; 5, schistes noirs; 6, grès compacts blanc-verdâtre; 7, schistes rouges; 8, cargneules; 9, gypses.

Au NE de ce dernier piton, la série gréso-schisteuse affleure de nouveau sur près de 1 km² (fig. 26). Bien qu'elle soit très froissée dans le détail, elle semble en contact normal avec le Lias. Ce paraît être le cas au SW, où les calcaires dolomitiques du Kef Goussane reposent sur les grès et schistes rouges. C'est probable aussi au SE où, au-dessus de la Mat el-Guitoun, une bande de calcaires dolomitiques bruns, très probablement liasiques, est littéralement « collée » aux grès « à faciès permien ». Au NW, par contre, la série gréso-schisteuse est au contact, certainement anormal dans le détail, du complexe gypsifère. Ajoutons que, au N du Kef Goussane, les gypses triasiques arrivent contre les dolomies de la base du Lias. Un mince coussinet de grès verdâtres les sépare : il fait apparemment suite au grand affleurement gréso-schisteux plus oriental.

Au S du Kef bou-Rhaleb, un rocher émerge de l'éboulis. Il s'agit de calcaires en général finement lités, plus ou moins rubanés, montrant parfois des vermiculations (« Fucoides ») et des filets schisteux brillants. Des lits plus marneux s'y intercalent. Nous n'avons pu y recueillir que des débris de petits Lamellibranches indéterminables.

Une formation très analogue se trouve 200 m au NW de là. Les calcaires qui la constituent sont disposés en bancs verticaux, orientés NW-SE. Ils sont séparés de la série gréso-schisteuse par environ 20 m de cargneules.

L'interprétation des assises que l'on voit au bord sud-ouest du Kef Sassenene est moins aisée. Contre le Flysch crétacé, on observe, du SW au NE, de bas en haut :

1. calcaires dolomitiques gris-clair, à quartz de néogénèse,
2. couches tendres, argilo-schisteuses, parfois calcarifères, de teinte jaunâtre, verdâtre ou violacée,
3. calcaires dolomitiques, appartenant à la masse liasique du Kef Sassenene.

Nous avons (pl. 3) attribué le niveau 1 au Lias, comme le niveau 3. Sur le même document, le niveau 2 est représenté en Trias moyen (tc ?). Actuellement nous estimons plutôt qu'il s'agit d'Infralias, ce qui amènerait à considérer les contacts de ces couches tendres 2 avec les calcaires voisins 1 et 3 comme normaux, en dépit de légères disharmonies.

E. Le Trias du bas Oued Itera

Il apparaît au cœur d'un anticlinal régulier, sous le faciès grés-schisteux. Le contact de ces couches avec le Lias qui affleure des deux côtés de l'oued, de matière discontinue, est incontestablement normal. En particulier, dans la gorge située à l'aval immédiat du confluent du Chabet Kermous avec l'O. Itera, on observe, sur la rive droite de ce dernier, la série suivante, parfaitement concordante et sans broyage apparent :

1. schistes bariolés, alternant avec des bancs gréseux (de 10 cm environ), verdâtres ou blanchâtres,
2. quartzites blancs (20 m),
3. passées de schistes gréseux,
4. Lias calcaire.

L'ensemble est redressé à la verticale.

Précisons que la série grés-schisteuse antéliasique est ici à dominante de grès psammitiques blancs ou verdâtres : des intercalations plus schisteuses, vertes ou violacées, s'y montrent cependant. Moins de 1 km au N et de 2 km au S de ces affleurements, on observe, intrusif dans le Sénonien, l'habituel « complexe triasique » (cargneules, marnes bariolées, gypse...).

F. Le Trias des Beni-Haroun

Au SE immédiat du Kala-et-Touma, contre les calcaires liasiques, et en concordance avec eux, on remarque une vingtaine de mètres de schistes psammitiques, surtout verdâtres, quelquefois rougeâtres, assez peu gréseux. Vers le S, ces schistes sont remaniés, comme d'ailleurs les calcaires du Lias, dans les conglomérats de base du Sénonien. L'ensemble Lias-Trias-Sénonien est d'ailleurs redressé à la verticale.

Ce Trias schisteux a un faciès absolument identique à celui des couches à Esthéries que nous citerons en deux points du Nord-Constantinois. Il paraît totalement indépendant de la bande de Trias gypsifère qui perce diapiriquement le Sénonien et se suit à l'W, au S et à l'E du défilé des Beni-Haroun. L'opposition entre les deux faciès du Trias, souvent distants de quelques dizaines de mètres seulement, est remarquable.

Les calcaires vermiculés de cette zone, que nous avons considérés auparavant (1952 d, p. 19) comme représentant le Trias moyen, ont pu être localisés. Ils sont en réalité situés entre les schistes psammitiques du Trias et les calcaires dolomitiques du Lias : nous y verrons (p. 172) de l'Infralias.

G. Le Trias du chaînon du Mcid-Aïcha

La série grés-schisteuse, longtemps attribuée au Permien, affleure en deux zones : au centre du chaînon, entre le Mcid-Aïcha s.s. et le Kef Sema, d'une part, à l'W du Mcid-Aïcha, de l'autre.

Nos observations concordent pour l'essentiel avec celles qu'ont pu faire les auteurs précédents (DALLONI, 1920; DELEAU, 1938 c). Dans la partie centrale du chaînon, sur le sentier menant de la Mat Zerarga vers le col au NE de l'Aïn-Beïda, on relève de bas en haut :

1. grès, surtout grisâtres (parfois avec ripple-marks), en bancs séparés par des lits d'argilites schisteuses noires; localement on note des imprégnations de barytine;
2. grès compacts blanc-grisâtre, à mouchetures de limonite. De l'ordre de 50 m d'épaisseur, ils déterminent une barre dans la morphologie de cette partie du chaînon;
3. schistes et grès psammitiques, essentiellement rouges, parfois à passées verdâtres (de l'ordre de 100 m);
4. marnes noires (quelques mètres), faisant le passage aux calcaires plus ou moins dolomitiques du Lias.

La concordance parfaite des grès « à faciès permien » et des calcaires liasiques ressort nettement des travaux de nos prédécesseurs. Elle nous a paru incontestable en particulier sur le revers sud-ouest du Kef Sema. Sur environ 2 km de longueur, entre le col Zerarga-Aïn Beïda et la source de la Mat Habacha, on voit (pl. 7, ph. 2) les grès fins psammitiques du Trias, de couleur rouge, à lits schisteux verdâtres, surmontés par les calcaires dolomitiques gris du Lias; l'ensemble est à peu près horizontal.

Outre ce faciès gréseux, il existe, au N et au S du chaînon du Mcid-Aïcha, du Trias gypsifère en position diapire. L'un de ces affleurements a été découvert par P. Deleau à l'E de la Mat Habacha. Cet auteur le décrit (1938 c, p. 367) comme « remarquablement situé entre le Permien et la dolomie du Lias » : ce qui, évidemment, amènerait à considérer ces gypses comme du Trias supérieur, dont ce serait la place stratigraphique normale. Il n'en est rien.

Cet affleurement, long de près de 500 m, sis au lieu dit Amazouch, est lié à la fracture qui sépare les marnes du Crétacé supérieur-Éocène de l'Oued-ed-Dib, au S, de la masse du Kef Sema, au N. Le flanc sud de ce dernier relief montre le Lias reposant tranquillement sur les grès « permien ». La bande triasique d'Amazouch est constituée, à l'W, vers l'Aïn-Akerker, par de minces filets de gypse, avec un peu de cargneules. Un éboulis de dolomies liasiques interrompt localement la continuité de ce Trias. Vers l'E, au delà de cet éboulis, la bande s'élargit; elle est riche en gypses très blancs, en marnes terreuses blanches ou jaunes, avec cargneules, etc. L'allure intrusive de ces terrains est encore attestée par l'existence, plus à l'E, d'un rocher de dolomie grise (Lias ?) ramenée par ce Trias, au contact même des marnes crétacées. L'extrémité orientale de cet affleurement d'Amazouch est masquée par les éboulis du Kef Sema.

Une cartographie minutieuse montre que ce Trias gypsifère ne s'insinue nulle part entre les grès « à faciès permien » et le Lias; la carte au 25.000^e de P. Deleau (1938 c, fig. XXIV) confirme par ailleurs notre point de vue, et se montre par contre difficilement compatible avec le texte cité plus haut, du même auteur.

Par ailleurs, cette carte n'indique pas, tout au long du flanc nord du chaînon Mcid Aïcha-Kef Sema, une remarquable bande de Trias gypsifère, absolument typique, injectant les marnes sénoniennes sur une longueur dépassant 9 km, depuis l'E de la Mat Gasseras jusqu'au-delà de l'O. Akahal. Cette bande diapire arrive, au S de la Mat Zerarga, à quelques centaines de mètres des grès « permien » (fig. 27).

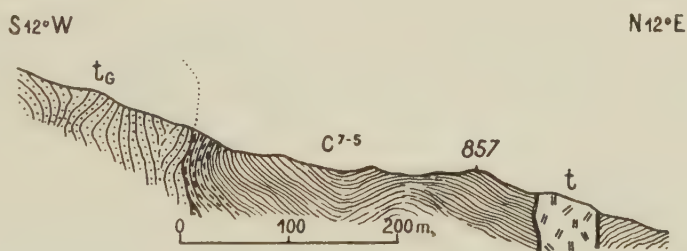


FIG. 27. — Trias schisto-gréseux et Trias gypsifère au SW de la Mechtat Zerarga.
t, Trias gypsifère, diapir; t_g, Trias schisto-gréseux; c⁷⁻⁵, Sénonien marneux, discordant.

Le second affleurement de la série gréso-schisteuse existe à la pointe ouest du Mcid-Aïcha. Ici encore les psammites rouges à lits verdâtres sont situés sous les dolomies du Lias, mais le contact de ces formations n'est pas très net. Les bancs de grès et schistes plongent vers le N, tandis que les dolomies non stratifiées reposent sur eux avec une surface de base subhorizontale. Plutôt que de faire appel à une discordance stratigraphique, nous croirions volontiers à une disharmonie de plissement à

laquelle s'ajouterait un glissement du versant calcaire, en particulier du petit paquet liasique situé à la cote 675.

Dans la tranchée du col séparant le 675 du reste du Mcid-Aïcha, existent des formations attribuées par P. Deleau au Trias. Au-dessus des psammites rouges, on trouve, en concordance parfaite, des grès calcaireux jaunes, des marnes jaunes, d'aspect un peu cargneulique, des grès sableux lilacés très calcaireux.

Le broyage de certains de ces niveaux aboutit à des faciès présentant certains caractères du « complexe triasique ». Nous penserions cependant plutôt à des couches de passage entre grès « permien » et roches carbonatées liasiques.

Par contre, le Trias typique, gypsifère, à quartz bipyramidés, affleure un peu au NW de là, entre les grès « à faciès permien » et le Crétacé supérieur; c'est l'extrémité orientale de la bande de Trias diapir du S des Beni-Haroun.

H. Le Trias du Dj. Arbala

Situé au NE d'Aïn-Kechera, il présente, dans le désordre habituel, la plupart des éléments du « complexe triasique ». En un point cependant, 200 m à l'E du cimetière des Ouled-Imna, une coupe transversale de l'affleurement permet d'observer, du N au S, la succession que voici (fig. 119, coupe C) :

1. brèche polygénique,
2. schistes violets,
3. dolomie grise,
4. grès roux et multicolores,
5. cargneules bréchiques,
6. lentilles de calcaires variés,
7. grès roux tendres.

Ces formations plongent vers le N ou vers le S, mais constamment autour de la verticale.

Les couches 6 montrent : des calcaires dolomitiques bleus, compacts; des calcaires marneux à zonations jaunes; des calcaires à vermiculations et à délits schisteux, parfois bourrés de débris coquilliers indéterminables; des schistes calcaireux, etc... Ces assises sont identiques à certains calcaires datés du Muschelkalk au Dj. Msil, dans l'E des Babors (LAMBERT, 1948 b).

Dans le prolongement oriental de l'affleurement triasique d'Arbala, sur la crête de Sidi Ali-bou-Krizi ($x = 838,10$; $y = 391,32$), nous avons découvert une intéressante faune, lors d'une tournée avec A. Lambert. Près du contact du Trias avec, au S, le Paléozoïque, des schistes fins diversement colorés (violets, verdâtres, mais essentiellement jaunâtres), se délitant en menues plaquettes finement psammitiques, ont livré la faune suivante, déterminée par M^{me} S. Defretin :

Estheria minuta ALB. (6 éch. et nombreux débris)

Esth. forbesii JONES (4 éch. fragmentaires)

Myophoria laevigata ALB. (une dizaine d'éch.)

Lingula tenuissima BRONN (1 éch. muni de ses 2 valves)

Ostracodes à rapprocher de *Candona* sp. (une dizaine d'éch.)

Esth. minuta existe dans tout le Trias, avec apogée à la Lettenkohle. Ses exemplaires sont ici de petite taille : ce caractère serait spécifique des *E. minuta* du Trias supérieur. *E. forbesii* est cantonnée dans le Trias supérieur et le Rhétien. *Myoph. laevigata* se rencontre dès la base du Muschelkalk (on la trouve ainsi dans le Muschelkalk du Djurdjura), mais elle est surtout abondante à la Lettenkohle et au Keuper proprement dit. *Ling. tenuissima* est connue du Röt au Keuper; elle est représentée dans le Muschelkalk supérieur de Souk-Ahras (FALLOT, 1942 b). Il s'agit donc, selon toute vraisemblance, de Keuper. La description paléontologique de cette récolte a été faite par M^{me} Defretin (1953).

4. — LE TRIAS DANS L'EST DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE

A l'E du Kef Sema, un changement net s'amorce dans les faciès du Trias, comme l'a déjà noté P. Deleau (1938 c, p. 66). On trouve en effet, dans la partie médiane de la chaîne numidique, en plusieurs points (Sidi-Dris, Dj. Ayata et Koudiat Tabet-ben-Saïd, Tourniets d'El-Kantour) des grès et poudingues essentiellement rouges, paraissant antéliasiques, et que P. Deleau a rapporté au « Permien » (1938 c) ou au Buntsandstein (1952 a).

Plus à l'E, entre le Kef Msouna et Gastu, c'est-à-dire dans tout le chaînon des Zerdeza, existent des grès et poudingues rouge-violacé, longtemps considérés par P. Deleau (1938, 1952...) comme la couverture nummulitique des calcaires du Lias¹. Tout récemment, cet auteur a justement reconnu que ces grès rouges appartenaient en réalité au substratum du Lias, au Dj. Rhedir et au barrage des Zerdeza (DELEAU, 1953 b et 1954 b) comme au Dj. Moulmdéfa (DELEAU, 1954 a). Ces grès ont été qualifiés de « permo-triasiques ». Au S du Moulmdéfa, en effet, au cours d'une tournée avec A. Lambert, ce dernier a reconnu le faciès classique des calcaires vermiculés du Trias moyen, qui, d'après P. Deleau, reposeraient localement « sur des poudingues et grès rouges attribués communément au Permo-Trias ».

Nous avons revu cet affleurement. L'âge des calcaires vermiculés et la description lithologique qu'en donne P. Deleau ne sauraient être objet de discussions. Par contre la position des grès rouges sous ce Muschelkalk nous a paru fort douteuse. Au vu d'un examen rapide, il nous semble qu'on trouve du S au N une série continue, bien que hachée de cassures : calcaires vermiculés du Muschelkalk, grès et poudingues rouges, calcaires du Lias. Ainsi, en ce point, les grès rouges seraient à nos yeux du Keuper (p.p. au moins) et non du Permo-Werfénien.

L'âge des grès rouges du chaînon des Zerdeza est vraisemblablement presque partout triasique. Nous rapporterons les observations fragmentaires suivantes :

— Au flanc oriental du Koudiat Guebès (= Guelassa), situé au N du Msouna, des grès calcareux rougeâtres sont coincés entre schistes paléozoïques et calcaires du Lias, au fond d'un synclinal à cœur liasique, couché vers le N. On pourrait trouver l'équivalent latéral (?) de ces grès dans les schistes à galets (p. 179) du flanc méridional du Kef Msouna.

— Au SW du Dj. Rhedir, la série triasique débute fréquemment, sur le Cristallophyllien, par un poudingue à petits galets arrachés au Paléozoïque, de ton souvent blanchâtre (dû au quartz), surmonté par des grès relativement fins, en général psammitiques, souvent violacés, plus rarement blanchâtres.

Dans ce massif du Rhedir, la position des grès rouges directement sous les calcaires du Lias a été notée par P. Deleau : elle semble habituelle.

L'âge des grès rouges peut faire l'objet de discussion. On pourrait admettre qu'ils représentent tout le Trias ou seulement sa partie terminale (Keuper) transgressive. En faveur de cette deuxième opinion, nous signalerons l'existence occasionnelle (SW de la cote 419, près du Koudiat Mazouze), directement sur les mica-schistes et à la base des grès rouges, de minces marnes jaunâtres et rougeâtres avec dolomies grises : on pourrait en faire l'équivalent, très réduit, du Muschelkalk du Moulmdéfa.

— A l'E du Dj. Rhedir, les grès rouges situés à l'W de Sidi-Mansour nous ont paru, au cours d'une récente tournée, marquer, sous des calcaires dolomitiques gris en plaquettes ou en dalles (Rhétien?), le cœur d'un anticlinal dirigé N-S.

Au flanc ouest de ce pli, on relève de bas en haut la succession suivante, subhorizontale (au NE du point coté 658) :

1. argilites gréseuses rougeâtres, à passées verdâtres,

1. L'existence de grès rouges « permien » au Chébik et au Moulmdéfa avait été cependant soupçonnée par P. Deleau (1938 c, p. 244).

2. grès et fins conglomérats rougeâtres (quelques mètres), dont le banc supérieur comporte des galets enrobés dans un ciment carbonaté,
3. calcaires dolomitiques gris.

Outre ces faciès gréseux de type « kabyle », des faciès proprement « telliens » du Trias apparaissent en quelques points du SE de la Petite Kabylie :

- Dans le haut O. Refref, « Trias » très disloqué, avec suintements salés (DELEAU, 1938 c, p. 346-347).
- Au flanc occidental du Tabet-ben-Saïd (JOLEAUD, 1907), où du gypse a été signalé (DELEAU, 1938 c).
- Zone de l'Armée-Française, au N d'El-Kantour, avec de grands affleurements, très disloqués, riches en grès bariolés et en dolomies, que l'on considère depuis longtemps comme triasiques.
- Flanc ouest du Toumiet nord d'El-Kantour : là, entre le Lias calcaire et les schistes paléozoïques (Gothlandien?) s'intercalent quelque 5 m de marnes vertes ou violacées et des dolomies plus ou moins vacuolaires. Ces couches ont déjà été considérées comme triasiques (DELEAU, 1938 c, p. 323).
- Flanc ouest du Toumiet sud d'El-Kantour : du grand affleurement cartographié par P. Deleau (1938 c, fig. XIV), nous ne considérons, comme représentant le « complexe triasique » classique, que des dolomies noires et quelques mètres de marnes, en contact probablement anormal au S avec le Nummulitique. Dans cette zone, le Lias recouvre directement les grès rouges, sans trace, ici non plus, du « complexe triasique » entre les deux.
- Nous n'avons pas retrouvé, par contre, sur le flanc sud-ouest du Dj. bou-Aded, le lambeau de « Trias » cartographié par P. Deleau (1938 c, p. 315).

5. — ESSAI DE STRATIGRAPHIE ET COMPARAISONS

DISCUSSION DE L'ORDRE DE SUPERPOSITION

Les rapports stratigraphiques du « complexe triasique » et de la série gréso-schisteuse sont mal connus. Jusqu'à présent, en se basant sur les faciès et par comparaison avec le domaine germanique, on avait parallélisé, d'une part la série gréseuse avec le Permien ou avec le Grès bigarré (base du Trias), d'autre part le complexe gypsifère avec les Marnes irisées (Keuper). Tous les auteurs algériens, tacitement ou non, semblaient d'accord sur ce point.

De telles comparaisons avec des régions-types si éloignées demandent à être utilisées avec prudence. Plusieurs interprétations, tenant compte de l'hypothèse ci-dessus, auraient pu être proposées dans notre zone.

1. L'absence de Trias gypsifère entre le Trias gréseux et le Lias pourrait n'être qu'apparente, les marnes gypseuses ayant été tectoniquement expulsées de leur position normale dans la série stratigraphique. Il n'est que de suivre les contacts dans le Meïd-Aïcha central ou dans le bas O. Itéra pour y exclure absolument une telle interprétation. Aucun broyage n'est visible sous le Lias. Parfois des couches semblent faire la transition entre les grès et les calcaires. Et surtout nulle part aucun témoin irrécusable du « complexe triasique » ne demeure coïncé entre eux.

2. On pourrait imaginer aussi que les assises gypsifères, déjà lenticulaires lors de leur dépôt, ont été enlevées par l'érosion avant la transgression du Lias. Mais nulle trace de remaniement sédimentaire n'est visible à la base de ce dernier. On a tout lieu de croire que la série gypsifère était extrêmement puissante : elle aurait dû subir une érosion extraordinaire, dont rien ne témoigne.

3. On pourrait aussi admettre un passage de faciès : les grès seraient contemporains du complexe gypsifère et ainsi, comme lui, du Keuper. Une telle hypothèse, proposée ailleurs, pour attirante qu'elle soit, ne semble pas résister à l'examen de la répartition géographique actuelle des deux faciès. Les zones où se trouve le faciès gréseux sont souvent entourées de toutes parts, et de très près, par les

faciès gypsifères. La paléogéographie deviendrait inexplicable. Au surplus, il serait vraiment extraordinaire que l'allongement des zones de Trias à faciès gréseux, E-W en général, ait exactement préfiguré les futures lignes anticlinales de l'orogénèse tertiaire.

Une dernière hypothèse nous semble beaucoup plus probable : *la série schisto-gréseuse serait à sa place originelle, immédiatement sous le Lias. Le « complexe gypsifère » serait plus ancien.*

POSITION STRATIGRAPHIQUE DES TROIS TERMES DU TRIAS

A. LA SÉRIE GRÉSO-SCHISTEUSE

Les grès rouges et verts du Mcid-Aïcha, en particulier, ressemblent étrangement à ceux du Saxonien, que l'on a caractérisés par des flores, en plusieurs régions du Midi de la France. La remarque en a déjà été faite par M. Dalloni (1920).

Mais, dans toute l'Algérie-Tunisie, ces grès rouges ne sont nulle part datés du Permien. Au surplus, on ne connaît de fossiles de cet âge que dans l'Extrême-sud tunisien, et là, ses formations marines de type mésogéen n'ont rien à voir avec les faciès détritiques rouges de notre région d'étude.

Dans celle-ci, les considérations purement stratigraphiques permettent seulement de qualifier les grès d'antéliasiques. Leur parfaite concordance avec le Lias est évidente dans certaines zones (Mcid-Aïcha central, O. Itera), probablement aussi en d'autres points, où la complexité structurale impose cependant la prudence (Sidi-Marouf, écaïlle des Kefs). La présence, au Mcid-Aïcha, de couches montrant un passage graduel de ces grès au Lias amènerait à considérer que la sédimentation n'a pas subi d'arrêt entre Trias et Lias : les grès seraient ainsi du Keuper.

Des faunes de cet âge confirment une telle interprétation. A Aïn-Kechera, c'est dans des schistes, dont le faciès est très proche de celui de certaines intercalations schisteuses de la série gréso-schisteuse dite « permienne », qu'a été trouvée une faune du Keuper. Au Dj. Brek, 20 km seulement à l'W de Texenna, des Esthéries du même âge se situent dans des niveaux à faciès « permien ». Ainsi, il semble que la sédimentation du Trias nord-constantinois se soit achevée par des dépôts détritiques, partiellement encore marins, mais dont la faune montre une incontestable influence lagunaire.

Bien des schistes et grès considérés jusqu'à présent comme « permien » ou « permo-triasiques » dans l'Algérie-Tunisie septentrionale semblent pouvoir être comparés, par leur faciès et leur position, aux schistes et grès du Keuper, que nous venons de mettre en évidence aux abords de la Petite Kabylie.

Laissons de côté les grès considérés auparavant comme permien dans l'Est-Constantinois, et que J. Flandrin (*in* : DELEAU, 1938 c, p. 64) attribue au Crétacé moyen. Comme aussi les grès du Sidi-Dris, et en général de tout l'E de la chaîne numidique, dont, nous l'avons vu, l'âge est encore mal établi.

En Tunisie septentrionale, c'est le lieu d'évoquer les deux célèbres affleurements, si discutés, de l'Haïrech et de l'Ichkeul.

Le Dj. Haïrech comporte (GOTTIS et SAINFELD, 1954), sur une énorme épaisseur, des alternances de grès psammitiques et de schistes versicolores. Certains lits, assez bas dans ce complexe, ont livré tant à E. Berkaloïff qu'à J. Bolze (1954 a), des *Equisetum mytharum* (HEER), déterminés par J. Ricour : cette forme, d'après ce spécialiste (1948), caractérise sans ambiguïté le Keuper. D'autre part, certains niveaux schisteux sont absolument identiques à ceux qui, à Aïn-Kechera, nous ont livré une faunule du Keuper : on peut constater le fait sur le flanc nord-ouest de l'Haïrech, en particulier. De niveaux comparables devaient provenir les Myophories découvertes par E. Berkaloïff et malheureusement égarées. Comme c'est parfois le cas dans le

Nord-Constantinois, cette série schisto-gréseuse de l'Haïrech est enveloppée par des calcaires, à Mégalodon tidés (Lias basal probable) découverts par Ch. Gottis et P. Sainfeld : les contacts pourraient bien être parfois normaux entre les deux termes. En tout cas, le Trias gypsifère¹ n'existe nulle part entre eux, alors qu'il est très développé, en diapirs, à peu de kilomètres au N et au S. De toute manière, l'âge keuper (p.p.max. au moins) des schistes et grès de l'Haïrech et leur nature marine (pour une bonne part au moins) ne font aucun doute à nos yeux.

Le Dj. Ichkeul présenterait, d'après les auteurs, des schistes un peu comparables à ceux de l'Haïrech, avec des passées détritiques et des lits calcaires, qui ont livré à J. Bolze (1954 a) des *Myophoria* cf. *elegans* DUNKER, déterminées par J. Ricour (Rôt à Keuper). L'attribution au Keuper de la série schisteuse de base de l'Ichkeul est donc fort possible.

Comme pour l'Haïrech, cette série triasique est surmontée par des assises probablement en partie jurassiques, sans interposition de Trias gypsifère, bien connu en diapirs dans les territoires voisins, ici encore. Ainsi, loin de constituer à nos yeux un faciès très particulier, au moins en partie marin, du Trias supérieur, les séries de l'Ichkeul (peut-être) et de l'Haïrech ressemblent à celles, tout aussi marines, que nous avons fait connaître dans le Nord-Constantinois.

Dans le domaine des Babors, la série grés-schisteuse « permienne » a été signalée en plusieurs points (EHRMANN et SAVORNIN, 1921) mais au sein du complexe gypsifère diapir. Au Dj. Brek, situé au S de Mansouria, les grès rouges, découverts par F. Ehrmann (1925 b) et considérés par lui comme nummulitiques, ont été, depuis, rapprochés du Permien puis du Buntsandstein (DELEAU², 1952 a, p. 12) ou du Permo-Trias (LAMBERT, 1949). Les récentes découvertes paléontologiques de A. Lambert (*Estheria forbesii*; *Equisetum* sp.³; une aile de Diptère³ indéterminable, examinée par D. Laurentiaux) montrent qu'il s'agit de dépôts très probablement du Keuper, partiellement lagunaires, sédimentés à peu de distance d'une terre émergée.

Dans le Djurdjura⁴, J. Flandrin (1952) considère actuellement que la partie supérieure du Trias est constamment gréseuse; ce fait avait été mis en évidence localement par A. Lambert (1942). Dans le prolongement occidental de cette chaîne, des grès rouges subordonnés au Lias ont été, sur le territoire de la feuille « Arba » (GLANGEAUD et AYMÉ, 1935), rapportés au « Permo-Trias ». Plus à l'W, au Chénoua, les grès « permien » (GLANGEAUD, 1932) s'enfoncèrent directement sous le Lias, alors que le Trias à faciès gypsifère se montre diapir, juste à l'W de là. Dans les massifs des Zaccars et du Doui, le « Lias » reposerait en transgression sur des grès rouges « permo-triasiques » (CAIRE, GLANGEAUD et MATTAUER, 1950), mais les gypses triasiques, diapirs dans le Crétacé immédiatement voisin, ne s'observent « jamais au sommet du Permo-Trias »⁵. Près d'Oran, les poudingues à faciès « verrucano » sont au contact direct des dolomies de l'Infralias (?), sans interposition de « Trias supérieur gypseux » (GOURINARD, 1952, p. 23-28), par ailleurs connu en diapirs dans les zones voisines⁶. Les couches détritiques rouges de la région de Nemours (GAUTIER, 1936) ou du bassin de la Tafna (GENTIL, 1902) sont directement au contact du Lias.

En résumé, ni le Permien, ni le Buntsandstein n'ont encore été datés en Algérie. Les formations détritiques qui leur sont rapportées, sur la seule considération du faciès, sont, *partout où la situation*

1. L'âge jurassique du « complexe gypsifère », récemment avancé par J. Bolze (1954 b), n'entraîne nullement la conviction.

2. Contrairement aux dires de cet auteur, nulle part le Trias gypsifère ne semble s'intercaler entre le Lias et la série grés-schisteuse rouge : la cartographie de A. Lambert (1949) en fait foi.

3. Renseignements aimablement communiqués par cet auteur.

4. Voir aussi : LAMBERT A., Données nouvelles sur le Trias du Djurdjura (Algérie), *C.R.somm.S.G.F.* 18 avr. 1955.

5. L'absence des gypses triasiques entre « Permo-Trias » et « Lias » serait explicable, d'après ces derniers auteurs, par une érosion des dépôts du Trias, localement plus poussée qu'ailleurs.

6. Y. Gourinard attribue l'absence du Trias gypseux entre « Verrucano » et Lias à des causes tectoniques.

paraît claire, au contact stratigraphique normal du Lias, et en concordance sous lui¹. Nulle part, en l'état actuel des connaissances, des dépôts gypso-salins (Keuper des auteurs) ne paraissent se trouver avec certitude à la place stratigraphique qu'ils devraient occuper entre ces formations détritiques et les calcaires liasiques; ce Trias gypsifère existe pourtant à peu près partout en diapirs, au voisinage plus ou moins immédiat.

Cela implique dans notre pensée, non que tous les grès rouges antéliasiques soient du Keuper, mais que, en général, dans le N de l'Algérie, le Trias paraît se terminer par des faciès gréseux souvent fort puissants².

Ces formations détritiques sont fréquemment considérées comme continentales. Leur faciès témoigne sans nul doute de l'érosion de zones cristallophylliennes dont proviennent leurs matériaux. Mais, en l'absence de données granulométriques ou paléontologiques précises, la nature marine ou lagunaire de ces niveaux ne doit pas être systématiquement niée. Les découvertes paléontologiques d'Aïn-Kechera, du Dj. Brek et de l'Haïrech en témoignent.

Rappelons que le Keuper serait inconnu ou très douteux en Sardaigne. En Tunisie, outre le Dj. Haïrech, il ne paraît daté avec certitude que dans le N de la Régence, où *Equisetites arenaceus* BRONN a été trouvé au Dj. Lanserine et au Kebbouch (BOLZE, BUROLLET et CASTANY, 1952, p. 5), dans des grès, ainsi sédimentés dans des conditions marécageuses³.

D'autre part, au Maroc, le Keuper est daté dans le Haut-Atlas occidental (DEFRETIN et FAUVELET, 1951) par une faune d'Esthéries (*Estheria minuta*, *E. destombesi*) découvertes dans des sédiments fins, « comprenant des argilolites ou pélites plus ou moins gréseuses, parfois calcareuses, souvent micacées », vers le sommet du « Permo-Trias ». En ce qui concerne les faunes du Rif oriental (MARÇAIS, 1935), elles ont été trouvées dans des calcaires : leur appartenance au Keuper saumâtre (au sens allemand, qui inclut Lettenkohle et Rhétien) a été proposée par M. Schmidt. Il convient de rapprocher cette découverte de celle, faite par B. Owonko dans des calcaires, à Djerada, d'*Anoplophora lettica* QUENST., qui daterait la Lettenkohle.

B. LES CALCAIRES

Les calcaires liés au « complexe triasique » doivent vraisemblablement être rattachés au Muschelkalk, bien qu'ils n'aient pas encore fourni, dans notre secteur, de faunes caractéristiques. Des calcaires à « Fucoides » de faciès très analogue à ceux que nous avons décrits en certains points (Kef bou-Rhaleb, Aïn-Kechera) sont en effet datés du Muschelkalk dans des régions voisines. Une parfaite mise au point de cette question a été effectuée récemment (FALLOT, 1942 b). Le Muschelkalk est ainsi caractérisé : à l'W, à l'Akouker (Djurdjura) et au Dj. Msil, dans les Babors (LAMBERT, 1948 b); au S, au Dj. Chettabah; à l'E, vers Clairfontaine et à Souk-Ahras.

Les deux gisements les plus proches de la Petite Kabylie, celui du Chettabah au S, celui du Dj. Msil à l'W, ont fourni des faunes à caractère « espagnol ». *Gervilleia joleaudi*, déjà connue dans le premier de ces gîtes, s'associe dans le second (LAMBERT, 1948 b) à *Placunopsis teruelensis*, *Velopecten* cf. *albertii*, *Myophoriopsis kiliiani*, etc. Cette association spéciale, dite « faune de Teruel », date le Ladinien moyen. Cela traduit, au Muschelkalk, des relations paléogéographiques faciles entre le domaine de la mer épicontinentale d'Espagne et la zone du Constantinien comprise entre Bougie et Constantine, ou tout au moins une similitude des conditions paléogéographiques entraînant une ressemblance faunique poussée. Il ne faut pas exclure non plus, dans l'Est algérien, certaines influences italiennes à la même époque (présence de Daonelles au

1. Dans le Maroc atlasique, où le Permien est daté en plusieurs points, il est fréquemment surmonté en discordance par le Trias (Voir : ROCH, 1950, tableau IV, p. 232).

2. Aucun fait semblable n'est connu en Espagne, où le Keuper n'est presque jamais détritique (sauf certaines couches à *Equisetites arenaceus* du Keuper pénibétique).

3. J. Bolze (Présence du Wealdien dans la série salifère de la zone des diapirs, Tunisie septentrionale : *C.R.Ac. Sc.*, 1955, t. 240, p. 1243) vient de mettre en doute l'âge triasique de certains de ces grès. Il s'agirait de Wealdien.

Dj. Msil). Les faciès vermiculés sont, rappelons-le, fréquents dans le Muschelkalk d'Espagne, des Baléares, des Pyrénées, des Corbières et de Sardaigne; ils n'ont pas été encore reconnus dans le Rif, ni dans l'Ouest algérien.

En un seul point de notre zone, les rapports de la série gréso-schisteuse et des calcaires du Muschelkalk peuvent être entrevus. C'est au SW du Kef bou-Rhaleb, où ces deux formations sont séparées par 20 m de cargneules. Il convient d'être prudent dans de telles comparaisons, mais il est curieux d'observer que, dans bien des régions d'Algérie ou d'Espagne, le Keuper montre souvent des cargneules.

Comme, d'autre part, ce cas unique mis à part, on ne peut observer de séries continues incontestables entre le Trias moyen et le Lias¹, cela permet de supposer, avec A. Lambert (1948 b), qu'il existe des niveaux salifères au-dessus du Muschelkalk, niveaux grâce auxquels se seraient effectués des décollements.

C. LE COMPLEXE GYPSIFÈRE

L'attribution du « complexe triasique » au Keuper, constamment admise, en particulier dans notre secteur (JOLEAUD, 1912; DELEAU, 1952 a) n'a jamais pu être prouvée en aucun point d'Algérie-Tunisie. Jamais ces terrains n'ont montré de faunes ni de flores, et ils sont constamment en position anormale. Néanmoins, leur identité avec les « marnes irisées » du domaine germanique a été encore soulignée (BECKER et DUBOIS, 1953). Il ne nous semble pas que des comparaisons avec les régions plus méridionales (Sud-Tunisien ou Sud-Marocain), où, dans des séries tectoniquement intactes, on remarque un Trias supérieur riche en gypses, soient plus concluantes : ces régions se situent en effet en bordure du continent saharien, et elles montrent presque constamment, au cours des âges, des faciès lagunaires riches en sels variés.

Les faits exposés plus haut nous paraissent militer, dans le NW du Constantinois, en faveur de l'antériorité des faciès gypsifères par rapport aux faciès détritiques.

En outre, les diapirs triasiques ont coutume de remonter fréquemment, en lambeaux, du Muschelkalk calcaire et du Keuper gréseux, alors que le socle métamorphique, qui est selon toute vraisemblance situé immédiatement sous le Mésozoïque, n'est pratiquement jamais ramené au jour en débris importants. Cette différence de jeu tectonique nous semble bien s'expliquer par l'existence de marnes bariolées entre le socle ancien et le Muschelkalk. L'idée que les formations gypsifères d'Algérie pourraient appartenir en partie au Trias inférieur a déjà été proposée par P. Fallot (1942 b) qui, vers Souk-Ahras, a cru observer localement des niveaux gypsifères *sous* le Muschelkalk. Elle nous semble pouvoir être étendue à une large partie du domaine tellien, depuis le Maroc pré-rifain jusqu'au Nord-Tunisien, en passant par l'Algérie tellienne.

Pour révolutionnaire qu'elle paraisse, une telle hypothèse ne constitue pas un fait tellement exceptionnel. A moins de 1.000 km au NW de la zone ici étudiée, et parfois à moins de 500 km (Baléares), l'existence d'un Werfénien supérieur (Röt) riche en marnes bariolées et en gypses, auxquels s'associent les principales émissions d'« ophites », a été prouvée par les travaux de M. Schmidt. S'appuyant sur des coupes stratigraphiquement certaines en Aragon et dans la chaîne côtière catalane, cet auteur a pu expliquer aisément les innombrables anomalies qu'entraînaient, dans le domaine subbétique et aux Baléares, l'âge keuper attribué systématiquement aux formations gypsifères. Soulignons que cette interprétation ne s'appuie malheureusement pas sur des faunes, mais seulement sur la position stratigraphique des marnes à gypse, sous les calcaires datés du Muschelkalk. En dépit de ce fait, l'interprétation de Martin Schmidt a été retenue par P. Fallot (1931) : ce dernier tempère

1. Il n'est pas question ici de la série du Dj. Moulmdéfa, dans l'extrême E de la chaîne numidique. (p. 145).

ce que l'hypothèse de Schmidt peut avoir de trop absolu, et admet, à côté d'un Werfénien supérieur gypseux, l'existence possible, en divers points, d'un Keuper également gypseux.

Un argument de plus semble à considérer. Dans le domaine bético-kabylo-rifain, il est frappant de constater que les rares intercalations gypsifères ont été signalées dans les grès du Trias inférieur, tant dans les Alpujarrides ou le Bétique de Malaga (*in* FALLOT, 1931), que dans la Dorsale rifaine (FALLOT et MARIN, 1939, p. 123-124) ou que dans le Djurdjura (d'après FLANDRIN, 1952, p. 12)¹.

Ajoutons que, dans la zone de sédimentation spéciale, emplacement de la future « Chaîne calcaire », qui limite fréquemment au S le domaine paléozoïque des Kabylies, le Trias gypso-salin semble avoir fait place à des faciès détritiques tout à fait analogues à ceux du Keuper. L'âge de ces grès infratriasiques n'est d'ailleurs prouvé que là où le Muschelkalk les surmonte.

La plupart des auteurs admettent que les sédiments marno-gypsifères du Trias se sont déposés dans un paysage désertique parsemé de lagunes. Signalons toutefois une hypothèse récente, qui verrait plutôt dans ces formations des dépôts d'immenses vasières (BOURCART et RICOUR, 1954), le long de côtes peu élevées. La présence de sédiments gypsifères sur d'immenses surfaces permet d'évoquer en effet davantage une sédimentation sous une tranche d'eau faible mais continue, qu'un dépôt sporadique dans de petites lagunes éloignées les unes des autres.

L'épaisseur du « complexe gypsifère » est certainement considérable. Nous ne disposons pour l'évaluer que d'arguments subjectifs. Les valeurs estimées pour le Trias germano-andalou nous semblent ici convenir : plus de 1.000 m, à en croire M. Blumenthal.

Les roches éruptives basiques associées au « complexe triasique » posent dans notre région d'études les mêmes problèmes qu'ailleurs. S'agit-il de coulées ou de filons-couches, dont les éléments auraient été ultérieurement tronçonnés au cours des poussées diapires? Rien ne permet d'y répondre. Attribuer à ces roches, comme certains l'ont fait, un certain métamorphisme de contact, laisserait supposer qu'il s'agit d'intrusions. Mais on a localement des raisons d'admettre l'existence de coulées volcaniques triasiques (MARÇAIS, 1935). D'autre part, les expériences de G. Sadran (1952 a) montrent que des laves basiques, fondues et mises en présence de sédiments du cortège triasique (gypse, sel, dolomie), recristallisent en donnant des types franchement grenus comme le sont la plupart des « ophites ». Les « roches doléritiques vertes » signalées en « lentilles » interstratifiées (coulées?) dans les grès triasiques du Djurdjura (FLANDRIN, 1952) sont d'un type trop différent pour permettre des comparaisons saines.

Il est curieux que les trois types d'« ophites » que nous avons rencontrés dans notre région soient identiques à ceux décrits (ROUBAULT, 1933 b) dans des zones assez voisines : en particulier les dolérites à micropegmatite se retrouvent dans le domaine des Babors.

Ces roches semblent avoir été mises en place au Trias. Bien que, nulle part, les « ophites » ne se montrent remaniées dans des sédiments plus récents, leur association constante avec le Trias ne paraît pas laisser de doutes sérieux sur leur âge.

1. A. Lambert (*C.R.somm.S.G.F.*, 18 avr. 1955) est du même avis. Il vient de préciser l'existence, dans le Djurdjura (Acif el-Hammam), d'un horizon de marnes bariolées, cargneules et probablement gypse, immédiatement sous le Muschelkalk. Il peut s'agir de Rôt.

6. — ESSAI DE PALÉOGÉOGRAPHIE RÉGIONALE

Nous aboutissons donc, pour la zone étudiée ici, à proposer la série stratigraphique suivante :

1. Trias inférieur :
 - base inconnue (peut-être gréseuse?),
 - complexe marno-gypsifère.
2. Trias moyen :
 - série calcaire (calcaires vermiculés p.p.).
3. Trias supérieur :
 - cargneules (et peut-être parfois série marno-gypsifère associée),
 - série gréso-schisteuse, localement fossilifère.

Nous verrons plus loin que le massif paléozoïque de Petite Kabylie chevauche vers le S le Flysch crétacé de la chaîne numidique occidentale, sans interposition, sur les 70 km où le contact est visible, de la moindre trace de Trias. Localement, ce Flysch est transgressif sur le Paléozoïque (N du Dardja, N de Texenna) : là encore, nulle trace de Trias n'existe entre eux. D'autre part, au S d'El Milia, le Tithonique est en contact stratigraphique probablement normal, quoique renversé, avec le Cristallophyllien : ici encore, il n'y a pas de Trias entre les deux.

Or, en un point situé 10 km au N de ce contact frontal kabyle, apparaît, en plein massif ancien, près d'Aïn-Kechera, un affleurement triasique à faciès tellien (DURAND DELGA, 1953).

Deux hypothèses peuvent être proposées :

A. Ou bien le Trias d'Aïn-Kechera est, en dépit des apparences tectoniques, *sur* le massif ancien, et le chevauchement kabyle peut être de faible ampleur (quelques kilomètres au maximum).

Cela postule l'existence d'une zone étroite, allongée de l'E à l'W, où il n'y a pas trace de dépôts du Trias, tandis qu'au N de cette zone (Aïn-Kechera) et surtout au S (domaine tellien), le Trias est très développé, sous des faciès analogues, partiellement marins, partiellement lagunaires.

Une telle solution apparaît comme assez bizarre. Elle se complique du fait que, au SW et au SE d'El Milia, du Trias (connu par des diapirs) se place *en travers* de cette zone dénuée de dépôts du Trias entre socle paléozoïque et avant-pays crétacé...

B. Ou bien le Trias d'Aïn-Kechera est en fenêtre, *sous* le matériel ancien, et le chevauchement kabyle possède une grande ampleur (quelques dizaines de kilomètres). Dans ce cas, tout rentre dans l'ordre. Le domaine de sédimentation du Trias, défini plus haut, s'est étendu largement vers le N, au delà du parallèle d'Aïn-Kechera. Le bord méridional actuel de la zone kabyle, démunie de dépôts du Trias, se serait trouvé beaucoup plus au N, par exemple sur le parallèle de Collo. Nous obtenons ainsi un schéma cohérent.

DANS L'E DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE, on aboutit à un schéma d'ensemble assez différent. Les grès rouges dominant, en général directement transgressifs sur le socle paléozoïque.

On pourrait cependant voir trace de Trias inférieur dans les lambeaux de « complexe triasique » décrits autour du col d'El-Kantour, c'est-à-dire une zone assez méridionale. Ce Trias inférieur a tout lieu d'être absent plus au NE, dans le chaînon des Zerdez, à moins que le faciès « kabyle » des grès rouges ne remplace latéralement (pour une part) le faciès « tellien » marno-gypsifère. Si le Trias moyen n'est pas mis en évidence formelle entre Meïd-Aïcha et El-Kantour, il s'y est très probablement déposé, car il existe plus au NE, près de Gastu : son absence dans des secteurs très proches et la relative fréquence des lits gréseux dans les calcaires du Moulmdéfa, peuvent faire croire à une émergence, au Trias moyen, des contrées situées juste au N de là. Le Muschelkalk n'en représente pas moins,

comme on pouvait s'y attendre, un épisode transgressif. Quant au Trias supérieur, nous le considérons comme presque partout présent dans l'E de la chaîne numidique, sous le faciès de grès rouges.

Il y aurait ainsi, dans le SE de la Petite Kabylie, un domaine où l'ensemble du Trias se montre à sa place entre le socle ancien et le Lias. Assez peu épais, riche en matériel détritique grossier, ce Trias témoigne vraisemblablement de l'existence proche d'une zone plus ou moins émergée à cette époque. C'est dans cette même zone qu'il faudra aussi chercher l'origine des matériaux détritiques du Trias supérieur de l'W de la chaîne, indiscutablement plus fins et mieux sériés que ceux de l'E, où de véritables poudingues, proches du type « verrucano », sont parfois visibles.

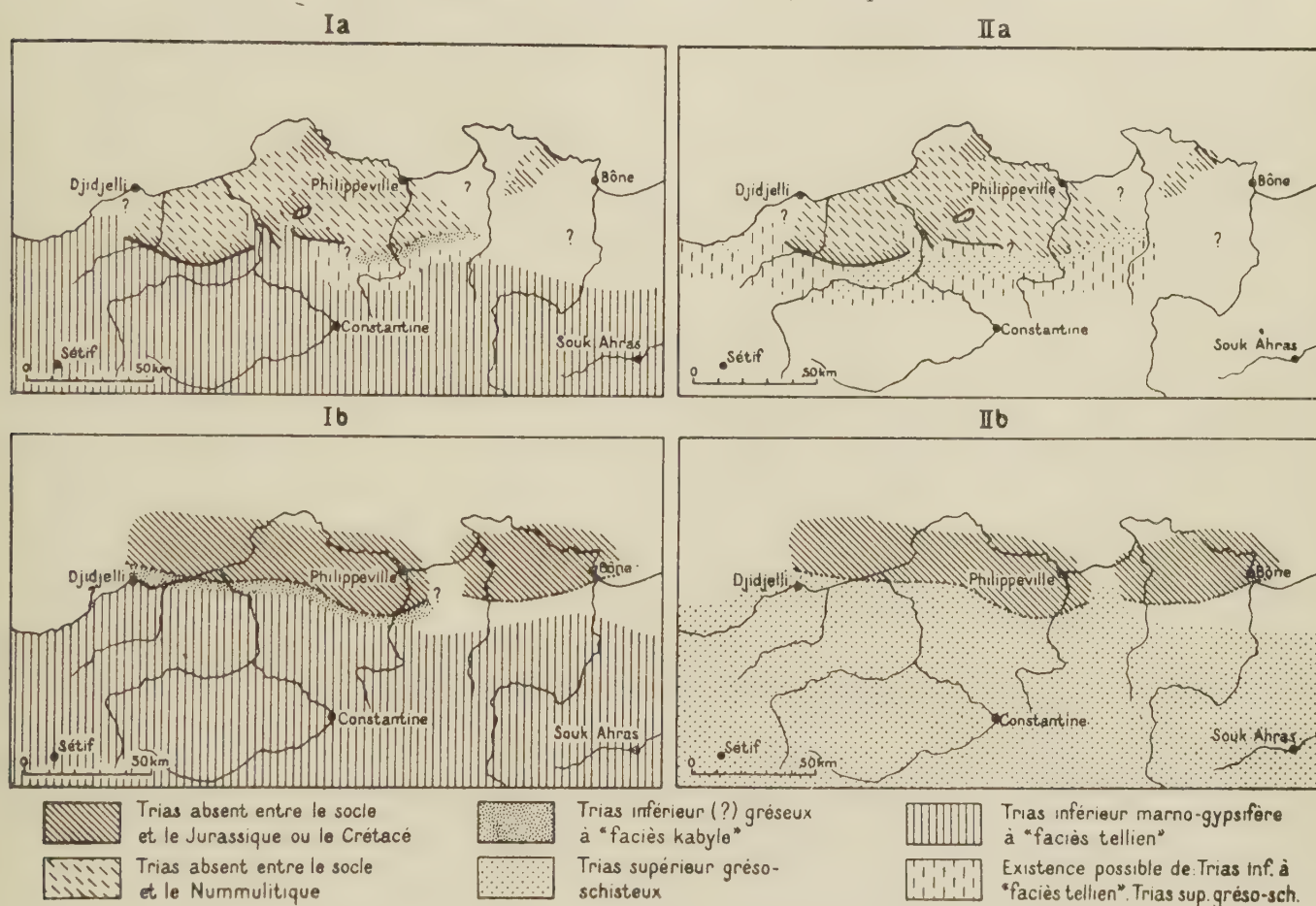


FIG. 28. — Répartition des zones de sédimentation du Trias (en grande partie théorique).

I, Trias inf.; II, Trias sup. a, état actuel des affleurements; b, état initial avant charriages. En trait fort (Ia, IIa), contact anormal du front kabyle. En ponctué fort (Ib, IIb), limite septentrionale des dépôts triasiques (rivage?).

Le Trias de l'E de la chaîne numidique représenterait, au point de vue mode de dépôts, un type intermédiaire entre, au N, la zone kabyle, dénuée, peut-être originellement, de dépôts triasiques (de Texenna jusqu'à Bône), et au S, la zone tellienne, où le Trias est puissant et montre, selon les périodes, des dépôts lagunaires, saumâtres ou franchement marins. Ce domaine tellien a été décrit plus haut, dans l'W de la chaîne numidique. Le « complexe triasique », réduit en bordure S du chaînon

d'El-Kantour, se développe à nouveau plus à l'E, dans le chaînon Hahouner-Debar. Dans ce dernier secteur, le Trias était considéré comme absent (DELEAU, 1938 c, p. 66), bien que Brives (*in* ANONYME, 1924) ait soupçonné son existence. Effectivement, le « complexe triasique » diapir se montre en plusieurs points, à proximité plus ou moins grande des fractures-limites des reliefs du chaînon (Hahouner, Grar-Taya, Debar). En particulier, au revers méridional du Kef Hahouner, nous avons observé une grosse intrusion de dolomies noires très typiques, émergeant sous le Néogène transgressif.

Nous avons représenté (fig. 28) la répartition actuelle des zones de sédimentation du Trias. On remarquera que la région dénuée de dépôts triasiques (et vraisemblablement émergée) se trouve au contact exact de la zone à épais dépôts gypsifères (faciès « tellien »). Dans un schéma voisin, nous avons supposé que le massif ancien était replacé quelque 20-30 km plus au N. Le lambeau triasique à faciès « tellien » d'Aïn-Kechera retrouve sa place au sein de la zone de sédimentation du Constantinois. Pour l'E de la chaîne numidique, qui semble parautochtone, nous avons envisagé un déplacement vers le S de quelques kilomètres seulement : l'écaillage que l'on y constate justifie un tel chiffre. Cette zone de Trias gréseux à faciès « kabyle » peut ainsi se placer en bordure de la zone émergée.

Il aurait donc existé, au Trias, un bâti surélevé, au N de l'actuel massif ancien. Le « rivage » qui a été indiqué en pointillé est évidemment très hypothétique.

7. — LISTE DES FOSSILES DU TRIAS

Gisement : Dj. Arbala, au NE d'Aïn-Kechera.

Déterminations de M^{me} S. Defretin.

Phyllopoques : *Estheria* (*Euestheria*) *minuta* v. ALBERTI
Estheria (*Euestheria*) *forbesii* JONES

Lamellibranches : *Myophoria laevigata* v. ALB.

Brachiopodes : *Lingula tenuissima* BRONN

Ostracodes : *Candona* sp. (?)

8. — LA FORMATION DU CHABET TAOUERGUEN

Au cours de la cartographie du flanc oriental du Moul-ed-Demamene, qui domine Arago, nous avons noté la présence de poudingues à ciment sériciteux, émergeant des éboulis au fond du profond ravin de l'Aïn-Taouerguen. Leur position nous avait laissé supposer (1952 d, p. 15) qu'ils étaient interstratifiés dans les schistes épimétamorphiques paléozoïques environnants. Il n'en est rien. C'est inutilement que nous cherchâmes par la suite à retrouver de semblables poudingues dans chacun des ravins qui entaillent au SE le Moul-ed-Demamene.

A. SITUATION TOPOGRAPHIQUE

La formation détritique du Chabet Taouerguen se trouve sur les deux rives de ce torrent, vers la cote 400-450 m, au S du marabout Sⁱ ben-Soula. Un sentier forestier recoupe la formation, qui, entaillée par l'actuel talweg, détermine un petit replat.

Ses rapports avec les calcschistes et schistes sériciteux paléozoïques sont inconnus, des coulées d'éboulis rendant l'observation difficile. Le Cristallophyllien domine au N et au S, avec des pentes de l'ordre de 45°, la formation du Chabet Taouerguen. Cette dernière est trop exigüe pour avoir été cartographiée sur la planche 3.

B. DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

On observe toutes les transitions entre fins conglomérats et grès plus ou moins fins. Les types les plus habituels sont les suivants.

Poudingues : Le sentier forestier les entaille sur la rive sud du torrent. A l'œil nu, on voit, dans une matrice violacée, des éléments de taille variée, ne dépassant pas toutefois 1 à 2 cm.

Sous le microscope, le quartz, pour la majeure partie « d'exsudation », apparaît comme l'élément dominant. Les galets de quartzites métamorphiques, quelquefois sériciteux, sont eux aussi fréquents. Ces quartzites peuvent avoir acquis une texture rubanée par suite d'un écrasement antérieur à leur remaniement en galets. On note aussi des fragments de schiste violacé, chargé de séricite et de débris anguleux de quartz. Les galets sont assemblés par un ciment formé de tout petits débris de même nature, d'oligiste et de séricite détritique. On doit souligner que le ciment est très réduit, la roche ayant nettement subi une évolution de type quartzitique.

Grès violacé : Cette roche est associée au poudingue précédent, et leurs lits alternent. Les éléments remaniés sont de même nature mais leurs dimensions bien moindres : 1 à 2 mm au maximum. Le ciment, sériciteux et ferrugineux, est ici abondant. La roche possède un délit schisteux.

Grès verdâtre : Ce type est répandu sur la rive nord du Chabet Taouerguen. Le ciment sériciteux est très abondant. Il englobe de nombreux grains de quartz et d'assez fréquents plagioclases maclés, en général inaltérés. Beaucoup de ces éléments ont de 50 à 100 μ , mais d'autres peuvent en atteindre 300. De grandes paillettes de muscovite, de l'apatite, du zircon, du leucoxène, toujours détritiques, s'observent aussi dans ces grès.

Brèche : Elle est associée au grès qui vient d'être décrit. C'est une roche d'aspect terreux, friable, à patine brun-jaunâtre.

En lame mince, on voit que le ciment sériciteux, qui forme ici la moitié de la roche, englobe des fragments des grès précédents, des plaquettes de schiste sériciteux et de micaschiste à muscovite, de grandes paillettes de biotite plus ou moins altérée et de nombreux quartz incontestablement « rhyolitiques ».

C. ORIGINE ET AGE DE LA FORMATION

L'observation de terrain et l'examen microscopique s'accordent pour exclure que cette formation appartienne au Cristallophyllien. Ses assises ne sont ni métamorphisées ni interstratifiées dans les schistes sériciteux paléozoïques.

La position de cette formation, en gouttière au fond d'une gorge, est certainement originelle. Aucun pli ni aucune faille ne saurait en rendre compte. Il doit donc s'agir d'un dépôt plaqué dans une ancienne dépression.

On ne peut sérieusement songer à un éboulis consolidé, plus ou moins ancien. Les roches que l'on rencontre en amont (dolérites, calcschistes) ne sont pas remaniées dans la formation, alors que celle-ci contient des matériaux provenant certainement d'ailleurs : quartz « rhyolitiques », peut-être arrachés aux porphyroïdes ; biotite, grandes paillettes de muscovite et feldspaths, originaires sans doute du complexe gneissique.

On est donc conduit à penser que la formation du Chabet Taouerguen est ancienne et a nécessité pour se former telle quelle, un agent de transport marin ou fluviatile, ses éléments étant au surplus bien roulés.

L'âge ne peut en être déterminé avec certitude. La nette lithification des sédiments semble s'opposer à un âge néogène. L'absence de tout galet de roches mésozoïques ou tertiaires, d'une part, le faciès et la minéralisation légère en oligiste de la formation, d'autre part, permettent d'évoquer un âge permien ou triasique.

Si cette interprétation est un jour confirmée, il faudra voir dans la formation du Chabet Taouerguen un résidu de l'ancienne couverture détritique ayant couvert une partie du massif ancien de Petite Kabylie, immédiatement après les temps hercyniens.

JURASSIQUE

RÉPARTITION DES AFFLEUREMENTS

j.i. Lias  j.m. Dogger 
j.s. Malm  Dolomies juras-
siques (Malm?) 

Gîtes fossilifères principaux

- †¹ Infralias
- †² Pliensbachien-Doménien
- †³ Lotharingien
- †⁴ Doménien
- †⁵ Dogger
- †⁶ Toarcien



FIG. 29. — Répartition géographique des affleurements jurassiques.

N.B. : Le Tithonique de la nappe de Guerrouch (SW de Texenna) n'a pas été distingué du Néocomien (voir fig. 47).

CHAPITRE VIII

LE LIAS

La sédimentation très détritique ou « lagunaire » du Trias fait brusquement place, dès l'aurore du Lias, à des dépôts carbonatés : calcaires et dolomies à la base (Rhétien à Pliensbachien), calcaires marneux et marnes au sommet (Domérien et Lias supérieur). Encore rares à la partie inférieure, les fossiles le sont moins plus haut. La stratigraphie que nous allons donner ne pourra néanmoins être basée sur des coupes continues et complètes, par suite de la dispersion des affleurements, de la relative variété des faciès et de la rareté des gisements bien datés.

Toutes les déterminations macrofauniques du Lias sont dues à l'obligeance du chanoine G. Dubar, l'éminent spécialiste lillois.

1. — HISTORIQUE

De mauvaises Ammonites, récoltées par Ville près d'El-Kantour, permirent à Coquand (1854) de signaler l'existence du Lias dans le Nord-Constantinois. Le rôle des calcaires liasiques fut ensuite mis en évidence par Hardouin (1868) dans l'ensemble de la chaîne numidique.

La thèse de L. Joleaud (1912) apporta une excellente stratigraphie *lithologique* du Lias. Sur un Rhétien-Hettangien calcaro-dolomitique, viendrait un Sinémurien (s.l.) formé de calcaires stratifiés, datés par les *Arietites* récoltés près de l'Armée-française par Ville puis par Foulquier (P. Deleau [1938 c] indiquera qu'il s'agit en réalité de moules internes d'*Harpoceratidae*). Le Lias moyen-supérieur serait constitué de calcaires à silex, puis de calcaires en minces bancs alternant avec des marno-calcaires. Le seul niveau nettement daté par Joleaud est le Domérien, en un point du Dj. Maharda (Moul-ed-Demamene).

De plus, outre les affleurements signalés avant lui, Joleaud décrit le Lias du Koudiat-el-Hamra, à l'W de Sidi-Merouane. Mais des erreurs sont commises ailleurs : au SW du Kef Berra et au S du Mcid-Aïcha, des éboulis sont cartographiés (JOLEAUD, 1910 b) comme Lias en place. Au S des Beni-Haroun, le même sort atteint certaines bandes de calcaires à silex de l'Éocène. Enfin les Bélemnites récoltées à Fedj-Mkamene (Kef Sema) et attribuées par Joleaud au Toarcien se trouvent en réalité dans le Crétacé marneux.

Au cours de la première cartographie du flanc occidental du Moul-ed-Demamene, des restes organiques furent recueillis dans le Lias. D'une part, sur la feuille d'El Milia, F. Ehrmann (1928 b) signala, au N de l'Oued-ed-Douida, des « Harpocératidés du groupe *falciferum* » : nous n'avons, en ce point, rien trouvé de semblable. D'autre part, sur la feuille d'Aïn-Kechera, G. Bétier (1933) recueillit, près de Bou-Djoudoun, dans un niveau appartenant sans doute au Domérien supérieur, la faune suivante, rapportée au Toarcien : *Rhacophyllites mimatense* D'ORB., *Phylloceras* cf. *heterophyllum* Sow., *Ph.* cf. *heberti* REYN., des restes d'*Harpoceras* du gr. *falciferum* et des Bélemnites. Cette faune n'est pas homogène : *Rh. mimatense* et *Ph. hebertinum* sont du Domérien (nous avons trouvé à ce niveau de nombreux *Rhacophyllites* et le *Phylloceras*) tandis que *Ph. heterophyllum* et *H. falciferum* sont toarciens. Pour ces deux dernières espèces, nous pensons que la détermination devrait être revue.

A l'W de l'Oued-el-Kebir d'El Milia, le Lias a été sommairement cité par F. Ehrmann (1924) au Sidi-Marouf, au Kef Dardja et au Sidi-Mansour près de Texenna. Une faune du Lias inférieur, récoltée en ce dernier massif (EHRMANN, 1946) sera discutée plus loin. Nous estimons qu'un doute sérieux plane sur l'exactitude des déterminations de faunes jurassiques des Babors (EHRMANN, 1954) et sur leur localisation.

Dans sa thèse, P. Deleau (1938 c) précise la stratigraphie de Joleaud, grâce à d'importantes découvertes paléontologiques. Le Lias inférieur-moyen à Brachiopodes (au Bou-Aded) et le Domérien

à Ammonites (en plusieurs points de l'E de la chaîne numidique) sont mis en évidence. Le Toarcien est découvert au Meid-Aïcha, l'Aalénien au Kef Sebgoud. De nombreux affleurements liasiques sont décrits avec soin dans ce travail.

Ainsi, grâce essentiellement aux travaux de Joleaud et de P. Deleau, on était arrivé à une assez bonne connaissance du Lias dans le Nord-Constantinois.

2. — DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS DE L'OUEST DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE

Le Lias ne se montre (fig. 29) que sur des surfaces très limitées, essentiellement à la faveur d'anticlinaux au milieu des marnes crétacées. Mais son rôle topographique, dû à sa nature principalement calcaire, est considérable.

On trouve un premier groupe d'affleurements au SE de Texenna (Dj. Sidi-Mansour...). 30 km plus à l'E, dans la zone au S d'El Milia, le Lias forme l'essentiel du Kef Dardja, du Dj. Sidi-Marouf, des reliefs de l'écaille des Kefs Sassenene et bou-Rhaleb, du Kala-et-Touma (Beni-Haroun), du Meid-Aïcha et du Kef Sema; il a un rôle important dans l'W du massif du Moul-ed-Demamene et dans l'anticlinal du bas O. Itera. Enfin, quelques minuscules affleurements de Lias se trouvent bien plus au S, à l'W du village de Sidi-Merouane, c'est-à-dire sur le flanc méridional de la chaîne numidique (zones de Beïnen et du Koudiat-el-Hamra).

A. Le Lias de la zone du Sidi-Mansour

Le Sidi-Mansour proprement dit est constitué de calcaires compacts, en grandes dalles, de teinte assez claire, montrant parfois des grains de quartz. Dans la partie centrale du chaînon (sur 500 m de l'W à l'E), ils sont totalement transformés en une dolomie grise, où la stratification a entièrement disparu. Ces calcaires (et les dolomies qui sont le résultat de leur épigénie) sont attribuables au Lias inférieur-Pliensbachien.

En effet, dans une série de synclinaux pincés, situés au NW et au SE du Sidi-Mansour, apparaissent des assises plus récentes, datées du Domérien inférieur : marnes et marno-calcaires à patine jaunâtre, quelquefois à silex. Dans un de ces synclinaux, déterminant une « cheminée » permettant d'accéder, de l'E, au marabout Sidi-Mansour, on remarque des bancs subverticaux de ces marno-calcaires. En haut de la cheminée, environ à 150 m à l'E du marabout 918 (Tam.; $x = 778,6$; $y = 370,23$), ces assises nous ont fourni :

Seguenziceras aff. *fucinii* DEL CAMP.

Rhacophyllites stella Sow.?

Un peu plus bas ($x = 778,7$; $y = 370,2$), les marno-calcaires admettent des bancs plus compacts, à silex. On y note des Encrines, quelques *Atractites* (A. sp.), des Ammonites de petite taille (*Fucinicer* sp.¹; jeune *Protogrammoceras*; petits *Phylloceras* et *Rhacophyllites*?) et surtout des Brachiopodes :

Glossothyris adnethensis SUESS in BÖSE (très nombreux)

Rhynchonella scherina GEMM.?

Rh. cf. *scherina* GEMM.

Les Brachiopodes datent ces couches du Lias moyen. Les Ammonites (surtout les *Fucinicer*), malgré leur mauvais état de conservation, permettent de préciser qu'il s'agit probablement de Domérien inférieur. On ne peut non plus exclure complètement le Pliensbachien élevé : *Rh. stella* est en effet surtout un fossile du Lias inférieur, bien qu'il ait été signalé parfois dans le Lias moyen

1. Dont la cloison n'est pas visible.

(Unterschaffberg...). Les autres genres ont été trouvés aussi dans le Pliensbachien supérieur du Maroc (d'après G. Dubar).

Ce gîte paraît s'identifier avec celui indiqué sur la carte de F. Ehrmann (1946), qui y cite une faune du Sinémurien¹ (s.l.) : *Echioceras raricostatoïdes*, *Spiriferina walcotti*, *Sp. praerostrata*. Sans passer sous silence une telle faune, il nous est difficile d'apprécier sa valeur exacte, en l'absence de commentaires paléontologiques. Elle peut d'ailleurs provenir d'assises immédiatement inférieures.

À l'W de ce relief, le Sidi-Oussaf est constitué par des calcaires liasiques, subhorizontaux, qui montrent, en contact anormal au-dessus du Trias *diapir* :

1. calcaires à silex, en tout petits bancs (Infralias?),
2. calcaires compacts, à litage plus ou moins net (Lias inférieur-Pliensbachien?) couronnés parfois par une assise de calcaires à fins grains de quartz,
3. calcaires plus ou moins marneux, un peu jaunâtres, puis calcaires à silex, lités (Domérien?).

Cette série n'a pas livré de fossiles : les assimilations d'âge sont basées uniquement sur les faciès. Il faut noter que la limite entre les termes 2 et 3 est délicate à saisir au S du Sidi-Oussaf. Par ailleurs, vers l'W, au contact du Trias *diapir*, les couches 3 sont dolomitisées et minéralisées.

C'est à un phénomène analogue de dolomitisation secondaire de calcaires liasiques que nous paraissent dues les dolomies grises ou roses, formant des affleurements restreints, au sein du Crétacé supérieur, en divers points au N et à l'E du Sidi-Mansour. Tous ces paquets de Lias sont en situation anormale, amenés par le Trias intrusif.

Précisons enfin que les lambeaux de Lias marqués par F. Ehrmann (1946) à l'W de Sidi-Oussaf, près de la M^{at} Sida, paraissent formés de dolomies noires, typiquement triasiques; que le Kef bou-Hanni est constitué de conglomérats compacts crétacés, mimant effectivement, de loin, les calcaires du Lias; et que, à l'emplacement du lambeau indiqué à la M^{at} Tingalast, on rencontre seulement quelques minces éboulis de Lias, provenant du proche Dj. Sidi-Mansour.

B. Le Lias du Kef Natour et du Kef Dardja

Au centre de la feuille « Sidi-Merouane », le Kef Natour montre une dalle, extrêmement broyée car amenée par le Trias *diapir*, de calcaires blanchâtres ou bleuâtres du Lias inférieur-Pliensbachien (?). En général, il s'agit de calcaires à petits grains de quartz, mais il en est aussi d'oolitiques et de zoogènes.

Le Kef Dardja, à 3 km au NE du précédent, montre admirablement le rôle orographique du Lias. Les calcaires y paraissent identiques à ceux du Natour. Leurs bancs sont d'épaisseur très variable. Au-dessus de ces calcaires compacts sont conservés, dans d'étroits synclinaux ou dans de petits compartiments faillés, des calcaires marneux à patine jaunâtre, localement aussi des calcaires en petits bancs à silex noirs. À défaut de fossiles, le faciès indique sans ambiguïté qu'il s'agit de Domérien. Une dolomitisation secondaire a agi intensément à l'W du massif; cette action a affecté même le Domérien, transformé parfois en dolomies à silex.

C. Le Lias du Djebel Sidi-Marouf

Le Lias forme la partie septentrionale de ce chaînon, en particulier l'arête sommitale. Les couches (fig. 130) en sont verticales ou renversées, selon les points. Une coupe *théorique*, réunissant l'ensemble des observations que nous énoncerons plus loin, permet de voir au-dessus du Trias :

1. calcaires en petits bancs, puis calcaires dolomitiques sombres (Infralias : 50 m),
2. calcaires compacts, en gros bancs, à patine claire (Lias inférieur-Pliensbachien : 200 à 300 m),
3. quelques bancs à silex (passage Pliensbachien-Domérien) font la transition à des calcaires marneux, à patine blanche ou jaunâtre, avec marnes intercalées (Domérien : de l'ordre de 50 à 100 m),
4. schistes calcareux, à éléments détritiques (Toarcien p.p. : 20 m),
5. marno-calcaires en petits lits et marnes intercalées (Toarcien à Dogger).

1. Voir aussi : EHRMANN, 1954, p. 139-140 et p. 142.

Précisons que, sur la feuille « Sidi-Merouane », les niveaux 3 et 4 ont été groupés sous la notation 1⁶ (Domérien).

1. **INFRALIAS** : Les niveaux les plus inférieurs du Lias, rarement bien exposés, sont en général recouverts d'éboulis calcaires. Au N du 1217, on distingue cependant, au pied du relief, sous les calcaires dolomitiques sombres de l'Infralias : des calcaires noduleux durs, en petits bancs; un niveau de cargneules dans des schistes calcarifères à patine brun-jaune ou noirâtre; des argilites noires séparant des lits calcaires se débitant en parallélépipèdes. Le faciès de ces très minces couches rappelle un peu celui du Rhétien du Midi de la France.

Les calcaires dolomitiques qui leur font suite au S ont une patine gris-noir à la base, blanchâtre vers le haut. Une analyse partielle (L. Visse) en a été faite : CaO, 45,78; MgO, 5,53; SiO₂, 1,60.

Non loin de là, au SW du Bordj du Marouf (col au N du 1268), on trouve aussi, directement au-dessus des schistes et grès colorés du Trias, quelques lits de calcaires marneux blanc-jaunâtre, dont nous ferions volontiers du Rhétien.

Au S de la cité minière du Sidi-Marouf, la barre de calcaires dolomitiques sombres de l'Infralias n'est pas visible. On trouve là, directement contre le Trias, des calcaires dolomitiques de patine gris-jaunâtre, gris à la cassure, avec quelques niveaux bréchiques plus clairs.

2. **LIAS INFÉRIEUR-PLIENSBACHIEN** : Les calcaires compacts font suite aux calcaires dolomitiques, avec un régime d'alternances vers la limite de ces deux formations. Ces calcaires à patine blanche forment des sommets escarpés. Les bancs ont une épaisseur de l'ordre de 50 cm à 2 m. Il s'agit de calcaires finement oolitiques, plus rarement de calcaires à cassure esquilleuse. On trouve aussi des calcaires à grosses oolites, des calcaires à Algues, quelquefois des lentilles de calcaires à Encrines (particulièrement à la partie supérieure de la série).

Les calcaires oolitiques méritent une description spéciale. Le plus souvent il s'agit de fausses-oolites dans un ciment calcaire finement cristallisé. On ne peut d'ailleurs exclure que certaines oolites aient perdu leur structure typique à la suite d'un phénomène de recristallisation, bien évident dans d'autres cas. Ces oolites (ou fausses-oolites) contiennent des débris organiques variés : Algues, Échinodermes (radioles d'Oursins...) ou Lamellibranches.

Bien des calcaires « lithographiques » montrent en lame mince d'innombrables petites gravelles (microgalets calcaires) voisinant avec des fragments organiques (petits Gastéropodes, débris d'Échinodermes, Foraminifères, dont des Frondiculariées) donnant à ces roches un faciès « zoogène » rappelant celui de l'Urgonien. On note en particulier de petits « galets » de calcaires à Algues ou à Polypiers. M^{lle} Le Maître a bien voulu examiner nos préparations, où les Algues ne sont pas exceptionnelles (*Solenopora* cf. *liasica* LE M., *Cayeuxia*?, *Pycnoporidium*? ou « *Mitcheldeania* »?) : la recristallisation partielle empêche de les déterminer avec certitude. *S. liasica* a été défini dans le Domérien marocain (DUBAR et LE MAÎTRE, 1935) : nos échantillons se situeraient un peu plus bas dans la série liasique. A la différence du Maroc, il ne semble pas y avoir ici de Spongiomorphides.

Ces calcaires subissent quelquefois un début de dolomitisation. Dans les calcaires oolitiques (ou pseudo-oolitiques), cette dolomitisation atteint le ciment interstitiel et ne pénètre que timidement au sein des oolites. Cette dolomie est en gros rhomboèdres.

Des faciès plus spéciaux se rencontrent aussi : calcaires à pistes (Fucoïdes?); fines brèches calcaires; calcaires à minuscules grains de quartz. Nous avons noté une dalle recouverte de traces vermiculées (« Chondrites »). Sur le parcours des rameaux, d'étroits canaux s'enfoncent dans l'intérieur du banc calcaire : il doit s'agir de terriers d'organismes fouisseurs.

La couleur des calcaires compacts du Lias inférieur-Pliensbachien est, à la cassure, grisâtre, parfois un peu bleutée, tandis que leur patine est très blanche. Exceptionnellement, on rencontre des lits rosés, qui ne semblent pas avoir de rapports évidents avec la minéralisation en hématite du Marouf.

Ces calcaires sont parfois dolomitisés. Cette action nous a semblé liée nettement à la minéralisation en fer. Elle est spécialement développée à l'W du Sidi-Marouf. C'est ainsi qu'entre le méridien du 871 et Graïou, on ne voit plus guère que des dolomies grises; la stratification est totalement masquée, tandis qu'une séparation en diaclases s'effectue dans un plan sensiblement perpendiculaire aux bancs primitifs. Une analyse partielle a été faite d'une dolomie de substitution prise dans la tranchée routière d'Oum-Sellet :

CaO : 30,0 MgO : 20,69 SiO₂ : 3,28

Il s'agit de dolomie franche.

Les calcaires compacts du Lias inférieur du Sidi-Marouf et d'autres secteurs voisins (O. Itera, Tissimiran) ont livré quelques *concrétions siliceuses* aplaties, mimant la forme de Méduses : bouton central, dépression annulaire, crête extérieure (diamètre total : jusqu'à 2 cm). L'examen en lame mince prouve qu'il s'agit de très curieux phénomènes de silicification affectant de banaux calcaires oolitiques. Le professeur A. Kieslinger, de Vienne, vient d'effectuer (1954) une étude minéralogique détaillée de ces formations. Nous nous bornerons à souligner les points suivants.

Le bouton central résulte de la production d'une calcédoine en aiguilles ou bandes radiaires (calcédonite ou quartzine) remplaçant le calcaire des oolites, tandis que le ciment de calcite a simplement recristallisé, en général. La dépression annulaire montre des modifications légères; la couleur des oolites devient plus claire et leur contour flou; elles sont parfois comme striées concentriquement à l'ensemble; leur bordure se charge de quartz. La crête extérieure des nodules semble due à une couronne dentelée de quartz, qui limite la concrétion du calcaire environnant. Au sein de ce dernier apparaissent d'ailleurs quelques quartz de néogénèse, chargés d'une poussière de calcite.

Ces assises ne sont pas datées. Elles n'ont livré que des fossiles sans signification nette pour l'âge de la roche : Algues, Encrines, Térébratule indéterminable... Mais, à leur partie tout à fait supérieure, au contact de quelques gros bancs à silex noirs, qui font la transition avec le Domérien, les calcaires massifs ont livré, sur le flanc sud du 1225 (S. Mer.; x = 814,45; y = 375,2), de grandes Ammonites très frustes. On y reconnaît des *Tropidoceras*.

Il s'agit de Pliensbachien franc. Les calcaires compacts situés au-dessous appartiennent ainsi très vraisemblablement à la base du Pliensbachien et surtout au Lias inférieur.

3. DOMÉRIEN : Au NE de la cote 1217, on relève immédiatement au-dessus des calcaires compacts, que nous venons d'étudier, des alternances de calcaires gris-noir finement lités, où apparaissent des silex noirs (ébauchant des bancs ou en rognons isolés), et de calcaires durs à cassure claire. Ces derniers peuvent fourmiller de petits organismes, quartzifiés intérieurement, particulièrement d'Ammonites (*Cæloceras* sp. peut-être du gr. *pettos* QUENST.), de Brachiopodes (*Glossothyris* sp.) et de petits Gastéropodes.

En outre, on peut reconnaître des fossiles de taille normale :

Lytoceras bettonii Fuc.

Atractites sp. (de grande taille).

L'Ammonite indique qu'on est probablement à la base du Domérien.

Les calcaires marneux qui font suite à ces assises à silex sont fréquemment disharmoniques par rapport aux couches précédentes. Le contact est en général masqué par des éboulis. Il est difficile

d'apprécier l'épaisseur du Domérien car ces couches tendres sont tantôt laminées, tantôt au contraire épaissies. Il semble que leur puissance normale ait dû être au moins de 50 m.

Vers leur base, au NE de Graïou ($x = 812,47$; $y = 374,95$), nous avons recueilli un fragment de *Fimbrilytoceras* sp. (présumé du Lias moyen).

Dans leur partie moyenne, mais d'un niveau imprécis, proviennent plusieurs exemplaires de *Seguenziceras* gr. *algovianum* OPP., récoltés dans des calcaires marneux à l'E du 1217. Ce fossile est du Domérien moyen.

Très haut dans cette même série, des calcaires marneux bleu foncé, à patine blanche, déterminent une petite corniche : ils sont fréquemment fossilifères. Le gisement le plus remarquable, découvert en compagnie de MM. L. Duplan et P. Fallot, nous a fourni ($x = 812,8$; $y = 374,9$), à l'W de la cote 871, apparemment dans le même banc :

Phylloceras (*Procliviceras*) *proclive* Ros. (fragment)
Lytoceras sp.?
« *Pseudolioceras* » *hoffmanni* (GEMM.) in FUC.
« *Trinacrioceras* » *canavarii* (GEMM.) in FUC.
Lioceratoides sp.? (empreinte)
Seguenziceras retrorsicosta (OPP.) in MON.?
Seguenziceras sp.
Dactylioceras polymorphum FUC.
D. cf. polymorphum
D. mirabile FUC.?

Les mêmes couches nous ont fourni, au NE du 821, des Ammonites indéterminables et un Nautiloïdé.

L'âge de cette faune est délicat à préciser. Les *Lioceratoides* (et formes voisines) sont d'âge domérien franc; en tout cas ils sont situés au-dessus de la zone à *algovianum*, et peuvent éventuellement provenir d'un Domérien élevé. Les *Seguenziceras* trouvés ici sont vraisemblablement du Domérien supérieur, comme on l'entend au Maroc (DUBAR, 1949, p. 18). Quant aux *Dactylioceras*, abondamment représentés, ils indiquent l'extrême base du Toarcien (MOUTERDE, 1953).

Ainsi, il s'agit de niveaux de passage entre Domérien et Toarcien. Cette faune implique cependant un certain mélange. Le mode de fossilisation écarte l'idée d'un remaniement. Ces Ammonites proviennent de niveaux très clairement exposés, au maximum répartis sur quelques décimètres.

Il n'est pas sans intérêt de noter que ce calcaire à *Dactylioceras* montre, en lame mince, de très nombreux Radiolaires (*Spumellaria*) calcitisés, localisés dans certains lits. La roche est finement cristalline : on y remarque de minuscules grains de quartz et de petites paillettes de muscovite.

4. TOARCIEN (p.p.) : Au-dessus de ces formations datées du Domérien et du début du Toarcien, viennent des niveaux détritiques, schisteux, souvent pauvres en calcaire : argilites gréseuses verdâtres ou noirâtres... Des lits microconglomératiques s'intercalent parfois vers leur base. Ces niveaux, assez riches en quartz et en micas détritiques, n'ont pas livré de fossiles.

Une plaque mince montre qu'il s'agit bien de micropoudingues. On relève d'innombrables débris, dont la dimension moyenne est d'environ 1 mm : arkoses micacées pauvres en quartz (matériel triasique?); quartzites fins; roches à séricite détritique, pauvres en quartz; grès à ciment calcareux; calcaires à fines oolites (matériel du Lias inférieur-Pliensbachien?); calcaires cristallins de grain varié, plus ou moins chargés d'oxydes de fer; quartz et feldspaths détritiques; débris de Foraminifères, de Lamellibranches et surtout d'Échinodermes. Tous ces petits « galets » sont englobés dans un ciment de calcite chargé de grains de quartz.

Ces formations semblent se réduire vers l'E du Sidi-Marouf, tandis qu'à l'W (crête au NW de Fouïa), une bonne coupe en est observable.

Les calcaires blancs à lits marno-calcaires qui leur font suite au S sont attribuables, partiellement au moins, au sommet du Lias¹. Mais ils appartiennent essentiellement au Dogger et seront décrits avec lui.

D. Le Lias de l'écaille des Kefs

Le Lias constitue l'élément essentiel de cette écaille; il est réparti en affleurements de taille variable.

Le premier, *sous le Bordj du Marouf*, montre une dolomie, jaune à la base, grise plus haut, que nous attribuons au Lias basal (?). De même, à la cote 800, au N du Marouf, une calotte de dolomies noirâtres peut être considérée comme liasique, ainsi que, dans le haut de la M^{at} ed-Dayadisch, un lambeau disloqué de calcaires dolomitiques à silex.

Plus à l'E, le *Kef Goussane* présente une série indifférenciée, semblant grouper tout le Lias inférieur et l'Infralias.

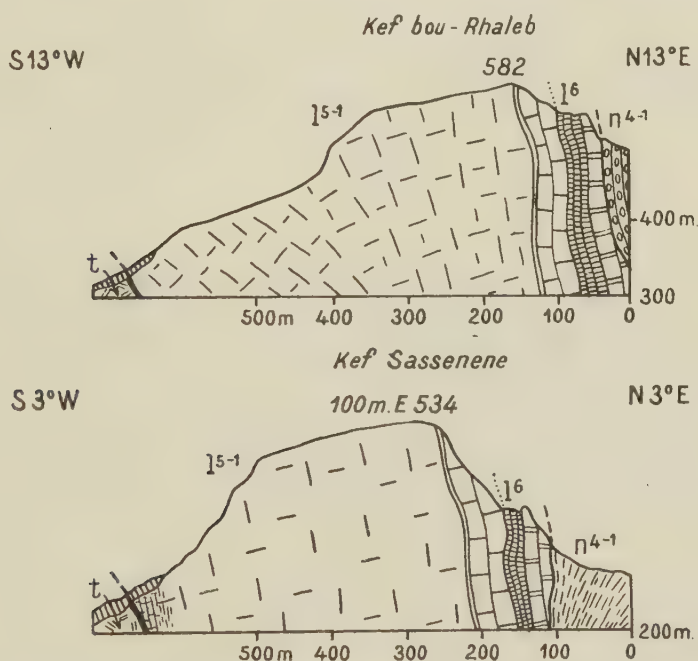


FIG. 30. — Coupes schématiques du Lias des Kefs bou-Rhaleb et Sassenene.
t, Trias; 15-1, Rhétien à Pliensbachien; 16, Domérien (?); n4-1, Néocomien discordant.
Pour le détail du Lias, voir le texte.

Les Kefs bou-Rhaleb et Sassenene (fig. 30) présentent un Lias très analogue et dans une situation structurale identique. Le second de ces rochers montre, du S au N :

1. calcaires compacts, plus ou moins dolomitiques, bleuâtres, à cassure esquilleuse, sans stratification visible. Vers le haut, ils semblent devenir de moins en moins magnésiens. On relève des passées de calcaires à Algues, de calcaires oolitiques, de calcaires à petits grains de quartz.
2. calcaires compacts mais bien lités (50 m) montrant, près du 534, des Ammonites indéterminables,
3. calcaires à patine jaunâtre, en minces bancs, avec délits marneux (10 m), passant à des calcaires à silex,
4. calcaires plus compacts montrant encore quelques silex (20 m).

1. Le *Lytoceras jurense* ZIET. signalé par F. Ehrmann (1954, p. 147) en provient peut-être.

Plus loin, à l'E du sentier joignant Tissimiran à la M^{at} Dra-di-Mira, nous assimilons aussi au Domérien (mais avec doute) des calcaires verdâtres, schisteux à la cassure, bien lités, qui surmontent des bancs calcaires à silex. Ces formations pourraient aussi bien constituer la base du Néocomien.

Au S du Kef Sassenene, dans la série crétacée autochtone, nous avons mis en évidence, le long de l'O. el-Guitoun, une « extrusion » de dolomies brunes : il est vraisemblable qu'il s'agit de Lias basal dolomitisé.

E. Le Lias du massif du Moul-ed-Demamene

Au-dessus de l'écaille des Kefs, dont la partie orientale constitue la base de l'empilement tectonique du Moul-ed-Demamene, vient l'écaille de Tissimiran. Comme la précédente, elle comporte du Lias, mais notablement différent par son faciès. La série est remarquablement exposée dans le vertigineux abrupt dominant le village minier de Tissimiran. La série, subhorizontale, comporte (fig. 32 et 33) au-dessus du Flysch crétacé de l'unité inférieure, de bas en haut :

1. dolomies massives (Lias basal? : 100 m),
2. calcaires compacts en gros bancs, à silex vers le bas (Sinémurien? - Lotharingien : 250-300 m),
3. calcaires sombres, à silex en lits (Pliensbachien? : 100 m),
4. calcaires clairs à rognons siliceux et à délit marneux de plus en plus fréquents vers le haut (Domérien : 100 m),
5. marnes gréseuses jaunâtres et calcaires sableux (Toarcien? à Dogger).

Nous examinerons successivement les divers termes de cette série.

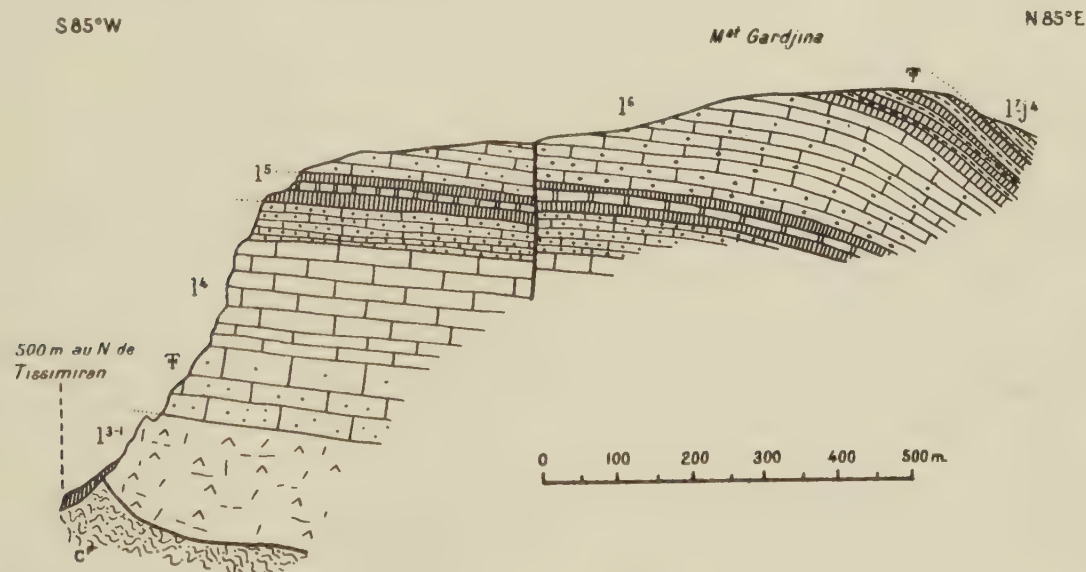


FIG. 32. — Coupe du Lias du rocher de Tissimiran.

Au-dessus du Flysch crétacé (c^t), on rencontre : 13-1, dolomies du Lias basal; 14, partie 1, calcaires sinémuriens (?) - lotharingiens; 14, partie 2, et 15, calcaires à silex pliënsbachiens; 16, marno-calcaires domériens; 17-18, marnes gréseuses du Lias sup.-Dogger.

1. LIAS BASAL : Les dolomies massives qui forment la base du rocher (notées 13-1 sur la fig. 32) ne sont visibles qu'au N de Tissimiran. Elles constituent un relief assez sombre, se différenciant bien

des calcaires qui viennent au-dessus. Ces dolomies ont une cassure grise, plus rarement jaunâtre ou rougeâtre. Il s'agit bien de dolomies, ou tout au plus de dolomies calcarifères. Deux analyses l'attestent :

	CaO	MgO	SiO ₂
A :	31,90	19,92	1,58
B :	35,56	13,00	6,80

En outre, des zones bréchoïdes sont visibles, en particulier au tiers inférieur de la masse.

2. SINÉMURIEN? - LOTHARINGIEN : Le contact des dolomies avec les calcaires du niveau 2 est brusque, sans aucune transition. Il paraît correspondre à un niveau stratigraphique constant, ce qui incite à admettre l'origine sédimentaire des dolomies.

Les calcaires (1⁴, niveau 1), en gros bancs à patine claire, provoquent une paroi verticale d'environ 300 m. On peut y distinguer plusieurs zones de bas en haut :

1. calcaires microcristallins, à patine bleuâtre, à cassure très noire; en bancs bien réglés, assez petits vers le bas, mais devenant de plus en plus gros vers le haut. Ils montrent des amas siliceux mamelonnés. En lame mince, les seuls restes organiques reconnaissables sont de rares spicules calcitisés et quelques petits Gastéropodes (2 à 3 mm de long).
2. calcaires à cassure plus claire, en bancs plus gros (1 à 3 m) avec d'assez rares silex rognonneux,
3. calcaires identiques aux précédents, mais où les silex ont disparu, et où des lits jaunâtres, un peu marneux, séparent les bancs.

Une rupture de pente souligne le sommet de cette série. Une vire s'esquisse, grâce à la présence de quelques petits bancs bien réglés, plus tendres, de brèches calcaires, dont les éléments sont de l'ordre du centimètre, et parmi lesquels on relève des fragments anguleux de silex, évidemment remaniés.

Une analyse partielle de ces calcaires bréchiqes a donné :

CaO	MgO	SiO ₂
45,19	4,86	9,22

On relèvera l'importance des éléments détritiques et la proportion notable de magnésie (« calcaire moyennement dolomitique »).

3. PLIENSBACHIEN? : Au-dessus de la vire marquant la limite des niveaux 2 et 3, viennent des calcaires durs dont la masse peut se diviser ainsi :

1. calcaires à patine assez sombre (1⁴, partie 2), à cassure plus claire, avec silex noirs en bancs : 50 m.
2. calcaires spathiques (1⁵ de la fig. 32), à lits siliceux diffus; un niveau moyen, plus compact et avec moins de silex, est creusé de petites grottes. Ces calcaires possèdent eux aussi une cinquantaine de mètres d'épaisseur.

En lame mince, les calcaires du niveau 2 montrent de gros cristaux de calcite, où la structure des Encrines est rarement conservée. Ces cristaux se placent dans un fond plus sombre plus ou moins pseudoolitique. Des débris de quartz sont épars, tandis que des lits de calcédonite suivent le litage.

4. DOMÉRIEN : Une rupture de pente importante permet d'en tracer aisément sur la carte la limite inférieure (1⁶ sur la fig. 32). De patine blanchâtre, bleutés à la cassure, ces calcaires forment des bancs bien réglés, à silex rognonneux de grande taille; de très minces feuillets marneux séparent les bancs. Parfois les silex s'ordonnent dans des plans variés (fig. 34). Quand on monte, ces couches montrent de moins en moins de silex, mais de plus en plus de délits marneux. Les derniers 30 m n'ont plus du tout de silex; à l'E de la faille de la Mat Gardjina, de nombreux gîtes fossilifères du Domérien y sont observables, dans des strates situées à une dizaine de mètres sous le « Toarcien » surincombant.

Une analyse partielle d'un échantillon de calcaires domériens, vers leur base, a donné :

CaO	MgO	SiO ₂
52,43	1,33	4,97

La quantité de magnésie est devenue très faible (« calcaire magnésien »).

5. LIAS SUPÉRIEUR : Les marnes gréseuses jaunâtres, à bancs calcaro-gréseux, qui viennent au-dessus dénotent un important changement du régime sédimentaire. Le Lias supérieur et le Dogger paraissent groupés sous ce faciès, qui sera étudié au chapitre suivant.

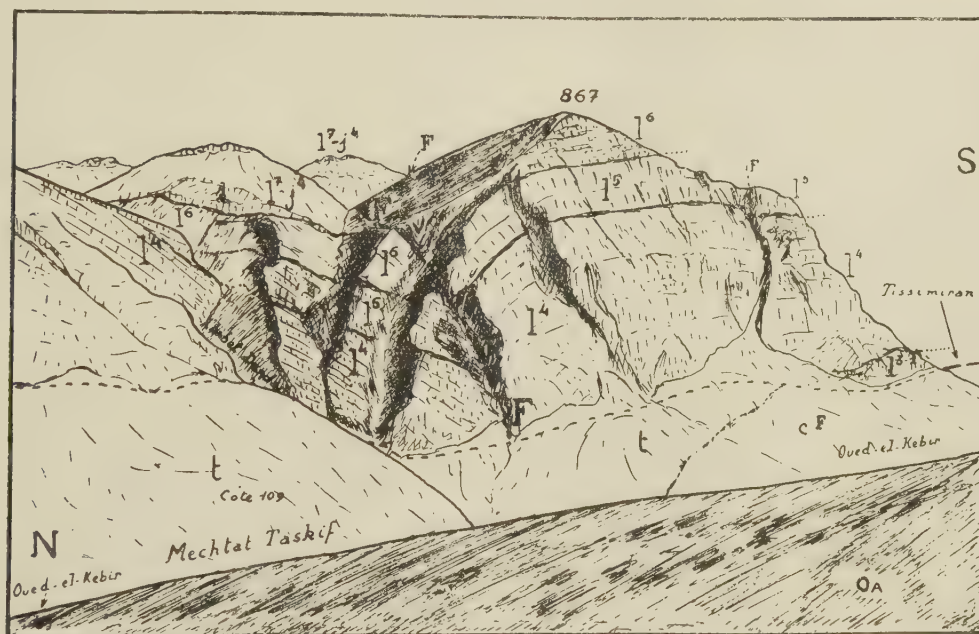


FIG. 33. — Vue de l'escarpement liasique de l'écaille de Tissimiran.

t, Trias; pour le Lias, voir fig. 32; c^f, Flysch crétaé; O A, Néonummulitique. Vue prise de la région de la Mehtat el-Ksaf.

La série-type du roc de Tissimiran conserve dans toute l'écaille une certaine homogénéité; néanmoins on constate des variations de faciès.



FIG. 34. — Silex dans un banc calcaire domérien.

Banc dégagé par l'érosion, à 400 m au SSW de la cote 867.

Le niveau dolomitique 1, nous l'avons dit, ne s'observe que près de Tissimiran, et il paraît totalement azoïque.

Le niveau 2 est très rarement fossilifère. Signalons pour mémoire, à l'E du village de Tissimiran, des Térébratules indéterminables, vers le milieu de cette série. Il doit s'agir d'un horizon homologue de celui de Taskif, bien daté du Lotharingien.

En ce dernier lieu, environ à 100 m sous les calcaires sombres 3, des calcaires à silex contournés se montrent étonnamment riches en Brachiopodes silicifiés. Les bancs inférieurs abondent en Térébratules, avec aussi quelques Rhynchonelles :

Zeilleria gr. *perforata* DAV.
Zeilleria gr. *mutabilis* OPP.
Zeilleria aff. *quiaiosensis* CHOFF.
Rhynchonella lua DI STEF.
Rh. cf. *lua*

Au-dessus de ces niveaux viennent des bancs à Térébratules brisées, que surmontent des lits à :

Aequipecten priscus SCHLOT.
Zeilleria aff. *subcornuta* QUENST. in DESL.
Rhynchonella olivaensis DI STEF.

Les Pectinidés sont très nombreux. Les mêmes lits contiennent d'autres Lamellibranches indéterminables et des Encrines. Ils témoignent d'eaux agitées, car on y trouve des silex brisés recimentés. Il semble que ce niveau constitue une lentille au sein des calcaires à silex noirs. Cette faune de Taskif date le Lotharingien, aux deux tiers supérieurs du niveau 2.

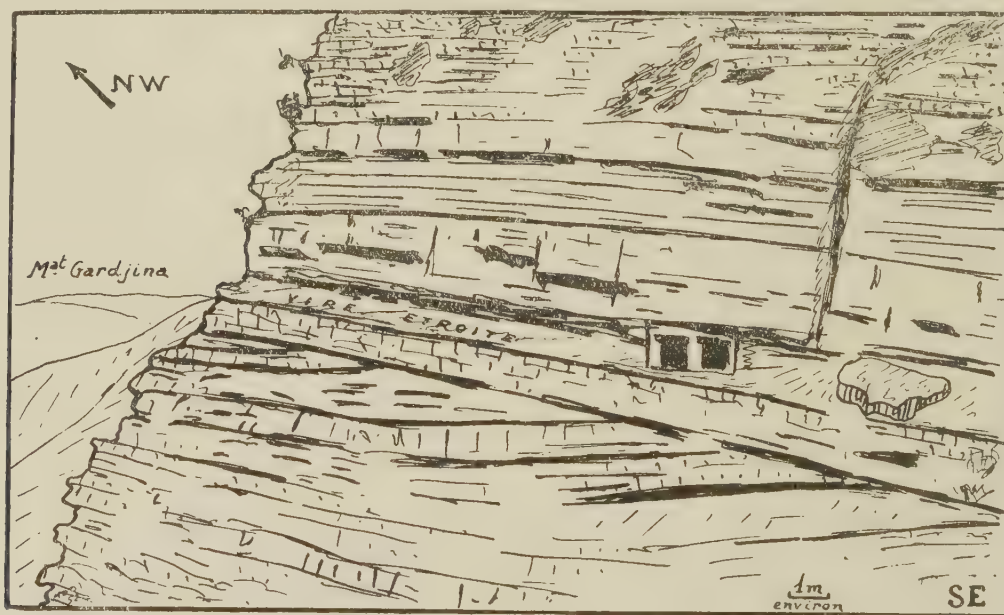


FIG. 35. — Discordance intraformationnelle dans le Lias de Bou-Djoudoun.
 Vue prise du chemin minier, à l'W de la cote 827.

Le niveau 3 n'est attribué au Pliensbachien qu'avec doute. Il ne possède d'ailleurs son individualité que dans le roc de Tissimiran. Au N du Chabet Dardar et dans le lit de l'Oued-el-Msoub, il n'a été représenté (pl. 3) que pour indiquer des couches plus sombres, provoquant des abrupts, et, semble-t-il, en partie homologues des calcaires spathiques du roc de Tissimiran.

La base du niveau 4 est, dans les mêmes zones, assez difficile à préciser. Plus au NW, dans le défilé de Taskif, une série calcaire indifférenciée, provoquant une falaise au-dessus de l'Oued-el-Kebir, semble correspondre au Lias inférieur-moyen (l^{6.4} sur la pl. 3). Dès la base, ces calcaires, grossièrement stratifiés, à cassure foncée, montrent des silex ovoïdes; ils passent vers le haut à des niveaux mieux lités, à silex noirs allongés. Les bancs calcaires s'amenuisent plus haut; de cassure plus claire, ils comportent moins de silex; de fines intercalations marneuses, rosées ou jaunâtres, s'y remarquent.

Au sommet de ces couches, à l'entrée nord du tunnel (voie ferrée) de Taskif, de petits bancs bien réglés montrent des intercalations marneuses à Bélemnites et à grandes Ammonites indéterminables. A la sortie sud du même tunnel, les mêmes assises montrent des sortes de pistes en relief.

Dans ces couches, dont on suit les bancs si réguliers dans la falaise à l'W de Bou-Djoudoun, on remarque néanmoins une *discordance intraformationnelle* (fig. 35), très locale mais d'une grande netteté. On l'observe sur la falaise au N du haut Oued-el-Msoub; elle se voit aisément du chemin minier montant à Bou-Djoudoun, au NW du 827. Elle se place, stratigraphiquement, environ à 50 m sous les calcaires à Céphalopodes pyriteux.

Dans cette même zone, sur le sentier de Bou-Djoudoun, on relève des niveaux marneux quelquefois roses, souvent gris, épais de quelques centimètres au maximum, séparant les bancs de calcaires à silex de la partie moyenne du Domérien (l⁶). Ces marnes ne nous ont pas livré la moindre microfaune.

Les gisements de fossiles pyriteux domériens sont nombreux :

— Au-dessus de la Mat Kaldoun-Lekhal :

Rhacophyllites (Juraphyllites) libertus (GEMM.) (nombreux ex.)
Phylloceras hebertinum (REYN.) (nombreux ex.)
Phylloceras frondosum (REYN.)? (nombreux ex.)
Lytoceras sp. (= *L. loricatum* MENEGH.?)
Lioceratoides gr. *grecoi* FUC.
Lioceratoides sp.
Paltoleuroceras spinatum (BRUG.)?
Paltoleuroceras costatum (QUENST.)? (jeune)
Paltoleuroceras gr. *elaboratum* SIMPS. in BUCKM. (deux ex. dont un douteux)
Paltoleuroceras sp.?
Atractites indunense STOP. in MENEGH.
Glossothyris cf. *aspasia* MENEGH.

— 400 m au SE de la Mat Gardjina :

Rhacophyllites (Juraphyllites) libertus (GEMM.)
Rhacophyllites (Juraphyllites) sp.
Phylloceras hebertinum (REYN.) (nombreux ex.)
Murleyiceras gr. *schopeni* GEMM. in FUC.?
Protogrammoceras sp. (rappelant des formes du Domérien moyen)
Lioceratoides lorioli BETT.

— Sentier sous l'exploitation minière de Bou-Djoudoun :

Rhacophyllites (Juraphyllites) libertus (GEMM.)
Rhacophyllites (Juraphyllites) sp.
Phylloceras frondosum (REYN.)
Phylloceras cf. *spadae* MENEGH.
Phylloceras cf. *zetes* (D'ORB.) in BETT.
Phylloceras sp.
Lytoceras sp. (= *L. capellinii* BETT.?)
Lytoceras sp.
Lioceratoides sp.
Seguenziceras sp. (cf. *S. domarense* MENEGH.)
Seguenziceras sp. (*S. gr. macrum* MON. ou gr. *magnani* MON.)

Seguenziceras sp.?

Paltoleuroceras gr. *spinatum* BRUG. (plusieurs ex.)

Paltoleuroceras sp. (jeune)

Belemnites sp. (*B. gr. elongatus* PHILL.?)

— 100 m à l'W de la cote 827, au S de Bou-Djoudoun :

Rhacophyllites (*Juraphyllites*) *libertus* (GEMM.)

Rh. (J.) cf. *libertus* (GEMM.)

Lytoceras aff. *capellinii* BETT.

Phylloceras hebertinum (REYN.)?

Ph. (Partschiceras) partschi STUR?

Murleyiceras schopeni GEMM.?

Lioceratoides sp.?

Aulacothyris sp. (ou *Glossothyris* sp.)

Enfin, à l'E du gisement de Kaldoun-Lekhal, nous avons trouvé un fragment d'*Emaciaticerias* (?).

Ajoutons la faune recueillie par Joleaud (dét. E. Haug) près de l'ancienne mine de Bou-Djoudoun (« Gard-jina » de Joleaud) : *Phylloceras frondosum*, *Paltoleuroceras spinatum*, *Cymbites* sp.?, *Belemnopsis* sp. Elle concorde avec les nôtres.

Ces faunes du Moul-ed-Demamene peuvent être interprétées de manière assez satisfaisante. Les formes lisses se rencontrent dans tout le Domérien. Les *Paltoleuroceras* définissent le Domérien supérieur; on remarquera leur absence dans les gisements 2 et 4. Les *Lioceratoides* sont surtout abondants, sinon dans les zones supérieures du Domérien, du moins au-dessus des niveaux à *Segu. algovianum* : c'est en particulier le cas des formes citées, évoquées avec doute, il est vrai. Ajoutons que les *Lioceratoides* ne semblent pas absents du Domérien supérieur (voir ainsi le gîte principal du Sidi-Marouf). Quant aux *Seguenziceras*, ils existent dans tout le Domérien; les formes indiquées ici, en particulier celle rapprochée de *S. domarense*, pourraient militer cependant en faveur d'un âge domérien moyen.

En résumé, ces faunes semblent dater du Domérien supérieur, en moyenne. Étant donné les conditions défavorables de récolte, sur des pentes parfois assez raides, un certain mélange a pu se produire, les échantillons pouvant provenir d'une dizaine de mètres de sédiments, surtout dans les gîtes 2 et 3. On pourrait aussi penser que, lorsque les *Paltoleuroceras* manquent, la faune provient des parties basses de cette dizaine de mètres (gîtes 2 et 4). Et que, ailleurs (gîtes 1 et 3), il pourrait y avoir mélange de formes du Domérien supérieur et du sommet du Domérien moyen. Mais la répartition exacte de bien des éléments de ces faunes n'est pas encore bien fixée.

Les niveaux qui reposent en continuité sur ces couches, datées du Domérien, paraissent attribuables, pour une part au moins, au Lias supérieur. Mais ils sont stratigraphiquement liés au Jurassique plus élevé, et seront donc étudiés avec lui.

F. Le Lias du bas Oued Itera

En concordance sur le Trias grésoschisteux dessinant le cœur de l'anticlinal que suit cette rivière, on trouve, en quelques points, des petits affleurements de calcaires liasiques.

Les plus occidentaux sont situés sur la rive droite de l'O. Itera, près du Djebana bou-Namous. Il s'agit de calcaires compacts, à cassure sombre. Ils sont séparés du Trias par des schistes noirâtres à intercalations calcaires¹ lenticulaires. Dans ces formations, très minces et visibles sur quelques dizaines de mètres seulement, nous verrions volontiers l'*Infralias* (?).

1. En lame mince, il s'agit d'un calcaire assez finement cristallin, avec de minuscules passées détritiques (quartz, sphène, muscovite).

Le Kef Blisa, 1 km en aval, ne montre pas trace de ces couches de transition. Dans ce relief, directement contre des schistes gréseux triasiques, vient un calcaire massif absolument dénué de magnésie (CaO : 54,0; MgO : 0; SiO₂ : 3,44).

Enfin, 500 m en amont du confluent avec le Kebir, l'extrémité périclinale de l'anticlinal de l'O. Itera montre une ossature de calcaires du Lias inférieur-Pliensbachien, aux faciès variés : calcaires sublithographiques; calcaires à Encrines; calcaires compacts, légèrement dolomitiques, à Ammonites indégageables et à Bélemnites (couches rappelant le Pliensbachien du Sidi-Marouf).

Un peu au N de l'actuelle source thermique (Hammam Nouaren), le Crétacé supérieur débute par des niveaux très calcareux, un peu sableux. Ceux-ci reposent, par l'intermédiaire de conglomérats blanchâtres, sur des calcaires liasiques compacts, gris-bleuâtre, en lits de 10 à 20 cm. Les conglomérats montrent de nombreuses et grandes Ammonites du Lias, souvent très bien conservées dans une gangue terreuse blanchâtre :

Lytoceras cornucopiae YOUNG et BIRD

Lytoceras sp.

Phylloceras boeckhi PRINZ

Ph. capitanei CAT.?

Hildoceras sublevisoni FUC. (plusieurs ex.)

Hildoceras quadratum HAUG

Cf. *Polyplectus discoides* (D'ORB.) non ZIET.

A côté de ces Ammonites, toutes du Toarcien, mais traduisant un certain mélange de zones (sommet du Toarcien inférieur; Toarcien moyen et supérieur), il faut noter, au Hammam Nouaren lui-même, des Encrines, des Ammonites indégageables (dont certaines, à tour haut, rappellent des espèces du Lias moyen), et des Brachiopodes :

Glossothyris erbaensis SUESS (Lias moyen)

Rhynchonella sp.

On trouve aussi de gros blocs de calcaire bleuâtre, véritable lumachelle d'Astartes, du Dogger, que nous examinerons au chapitre suivant.

L'excellent état de conservation des Ammonites exclut un transport important. On peut donc conclure que le Lias moyen et le Toarcien étaient représentés sur l'emplacement du futur anticlinal de l'O. Itera, avant l'érosion antécamparienne.

Notons aussi que le mode de conservation, calcaire, de ces Ammonites du Toarcien est identique à celui des fossiles du gisement du même âge du Meid-Aïcha, que nous verrons plus loin.

G. Le Lias des Beni-Haroun

Le rocher des Beni-Haroun, dans lequel l'O. el-Kebir d'El Milia entaille sa gorge, est constitué essentiellement par du Lias inférieur vertical. Sur la rive est du fleuve, une série continue est observable le long de la route nationale. Du S au N, en descendant la gorge, on trouve, au-dessus du Trias gréso-schisteux (fig. 36) :

1. calcaire schisteux, tendre, blanchâtre, et dolomie gris-noir litée (0,50 m),
2. dolomie calcareuse brune (8 m),
3. schistes noirs intercalés dans une dolomie brun-jaune, et lits calcaires (4 m),
4. dolomie bréchoïde brun-rouge (2 m),
5. calcaires massifs bleu-noir, à patine blanche, à cassure esquilleuse sublithographique, avec litage visible vers la base (70 m),
6. calcaires oolitiques, à Encrines et débris coquilliers variés,
7. calcaires massifs (identique à 5),
8. calcaires schisteux durs, gris-bleu, vivement contournés, parfois à grain assez fin; ou calcaires en petits bancs séparés par des lits marneux (20 à 30 m),
9. calcaires massifs grisâtres, durs (6 m visibles, sous le Sénonien).

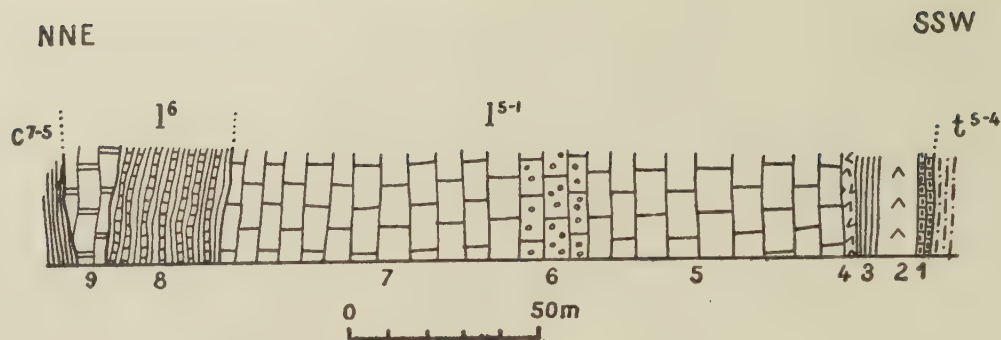


FIG. 36. — Coupe du Lias de la cluse des Beni-Haroun.
 t⁵⁻⁴, Trias schisto-gréseux; l⁵⁻¹, Lias inf.-Pliensbachien; l⁶, Domérien; c⁷⁻⁵, Sénonien marneux discordant.
 Le détail du Lias (1 à 9) est donné dans le texte.

Les termes 1 à 4 sont assimilables à l'Infralias; de 5 à 7, nous serions dans le Lias inférieur-Pliensbachien. Enfin les niveaux 8 et 9 sont très probablement du Domérien. Un fait semble appuyer cette hypothèse : à sa base, le niveau 8 comporte, non loin du hammam qui jaillit près du fleuve, des calcaires finement lités à silex noirs, typiquement domériens.

Aucune faune n'a permis de contrôler les attributions d'âge ci-dessus. On remarquera en tout cas l'étroit parallélisme de cette coupe des Beni-Haroun avec celle des gorges de Bin-Lakhdar (écaïlle des Kefs), 6 km

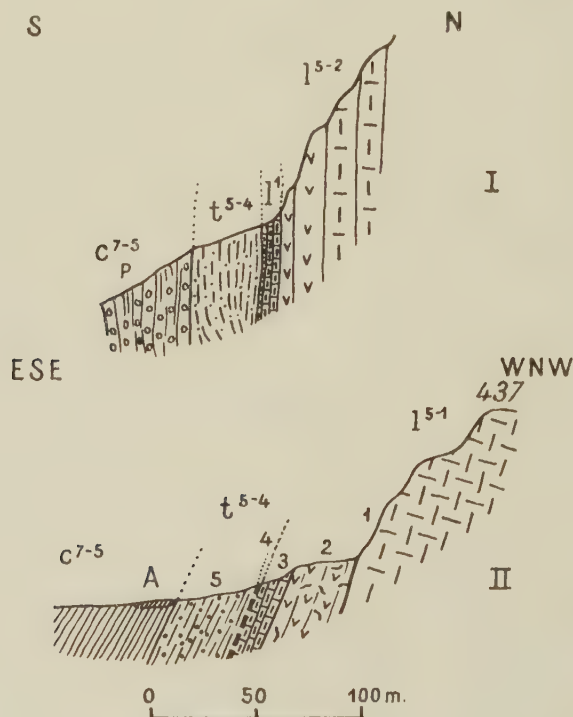


FIG. 37. — Coupes de l'Infralias au revers sud du Kala-et-Touma
 t⁵⁻⁴, Trias sup. schisto-gréseux (coupe II : 5, schistes violacés; 4, schistes bariolés); l¹, Infralias;
 l⁵⁻², Lias inf., - Pliensbachien, Sénonien discordant; c⁷⁻⁵,

plus au N : dans les deux cas, on trouve une masse calcaire massive, correspondant au Lias basal indifférencié, puis des calcaires lités et une barre de calcaires massifs, le tout probablement domérien.

Le niveau 1 peut être suivi tout au long du flanc sud-est du Kala-et-Touma. Il montre typiquement (fig. 37, coupe I), au-dessous (stratigraphiquement) de dolomies grises en petits bancs, des lits de calcaires ondulés à surfaces argileuses noires et de marnes calcaires en plaquettes à patine jaunâtre.

Les calcaires possèdent une structure plus ou moins oolitique, avec de nombreux débris organiques : fragments de Mollusques, petits Gastéropodes (?), radioles et débris variés d'Oursins, Algues calcaires. Les marno-calcaires, eux, ont livré des restes de Lamellibranches en très mauvais état : les sections et l'ornementation de certains débris pourraient s'accorder, d'après M. G. Dubar, avec ceux de *Avicula (Pteria) contorta* PORTL. (?).

Au col à l'E du Kala-et-Touma (fig. 37, coupe II), le « Rhétien » semble constitué par quelques mètres de dolomies calcarifères brunâtres (niveau 2), avec ébauche de rognons siliceux. Des lits calcareux jaunâtres un peu sableux (niveau 3) forment la transition avec le Trias (4 et 5) ; ils sont très analogues aux formations que nous avons notées au SW du Kef Sassenene, et que nous rapportons au même niveau stratigraphique.

H. Le Lias du Djebel Mcid-Aïcha

En général, la série liasique de cette montagne débute par des *calcaires dolomitiques*. Mais leur épaisseur est variable : il leur arrive même de manquer, ce qui nous laisse croire à une dolomitisation au moins en partie secondaire. Cela paraît d'ailleurs net vers l'E du Mcid-Aïcha.

Au NE de ce chaînon, dans la zone au S de la Mat Zerarga, on trouve entre le Lias et le Trias des alternances de couches dolomitiques et d'argilites calcareuses noires. Au col au SE de ce dernier village, des marnes brunes paraissent occuper la même position : P. Deleau (1938 c, fig. XXIV) les attribuait au Crétacé inférieur.

Au-dessus des formations dolomitiques, qui surmontent ces couches de passage, et dont les couleurs sombres vont du brun au noirâtre, viennent des *calcaires à patine blanche*.

C'est le Lias inférieur-Pliensbachien classique. Ses couches bien litées varient rapidement de faciès : calcaires oolitiques très fréquents, calcaires à Algues... Les oolites enrobent fréquemment des fragments d'Échinodermes (dont des radioles du type *Spatangus*), de Lamellibranches, etc...

Ces niveaux n'ont fourni à nos devanciers comme à nous-même que des Polypiers indéterminables (DALLONI, 1920, p. 189). D'après L. Joleaud (1912), on aurait jadis recueilli un Oursin à la mine d'Aïn-Beïda.

Un faciès spécial paraît correspondre localement aux calcaires blancs compacts. Il s'agit de calcaires violacés, noduleux, un peu marneux, qui se situent environ à 50 m au-dessus de la base du Lias, dans le lambeau calcaire conservé à l'W immédiat du col Zerarga-El Beïda. Cette assimilation au Lias inférieur est provisoire, l'étude de cette zone n'étant pas achevée.

Le Lias inférieur-Pliensbachien est surmonté par quelques dizaines de mètres de *calcaires bien lités*, souvent gréseux ou marneux, à silex noirs plus ou moins fréquents. Ces couches comportent vers leur partie supérieure une faune domérienne.

Le gîte fossilifère ($x = 824,6$; $y = 372,41$) est situé sur la crête du Mcid-Aïcha, à l'E immédiat de la cote 1140. Il montre, dans des calcaires grumeleux, à côté de petits Polypiers et de Gastéropodes indéterminables, des Échinodermes, des Brachiopodes, des Lamellibranches :

Firmacidaris praecincta LAMBERT (nombreux radioles)

Pentacrinus gr. *basaltiformis* MILLER (nombreux articles)

Apiocrinus amalthei (QUENST.) (nombreux articles)
Rhynchonella serrata Sow.?
Aulacothyris sp.
Aequipecten semiarticulatus MENECH. ? (plusieurs débris)

Il s'y ajoute quelques fragments d'Ammonites domériennes :

Seguenziceras (*Emaciatoceras* ?) sp.

dont la cloison est malheureusement invisible.

En dépit du peu de valeur de chacun des éléments de cette faune, il existe un parallélisme remarquable avec les formations d'Amellago (Haut-Atlas méridional) bien datées latéralement (DUBAR, 1949, p. 19) car elles passent à des faciès à Céphalopodes de divers niveaux du Domérien. Cette identité s'étend, d'après G. Dubar, au faciès de notre roche et aux espèces citées ici, dont toutes (sauf *Pentacrinus basaltiformis*) se rencontrent dans les gîtes d'Amellago. De plus, dans notre gisement du Mcid-Aïcha, si l'on tient compte de l'*Emaciatoceras* (?) possible, on est amené à évoquer le Domérien supérieur.

Le Toarcien vient en continuité au-dessus. Il est constitué de *calcaires plus ou moins marneux* à patine jaunâtre, comportant des lits plus marneux; l'ensemble est bien lité. L'épaisseur visible du Toarcien (dont on ne connaît que la base) ne semble pas excéder une trentaine de mètres.

Un gîte fossilifère, mis en évidence par P. Deleau (1938 c), a fourni à cet auteur, puis à nous-même, une riche faune du Toarcien. Il s'agit, en réalité, de plusieurs couches fossilifères, plutôt que d'un niveau unique. Ce gîte se situe à 150 m à l'E du gisement domérien spécifié ci-dessus. P. Deleau (1938 c, p. 99 et 367) avait recueilli : *Hildoceras bifrons* (BRUG.), *Coeloceras* sp. La liste suivante, établie d'après nos premières récoltes, pourra sans aucun doute être complétée ultérieurement :

Phylloceras sp. (1 ex. très douteux)
Lytoceras sp.
Porpoceras cf. *subarmatum* YOUNG et BIRD
Coeloceras (ou *Dactylioceras*) sp.
Dactylioceras attenuatum SIMPS.?
Grammoceras sp. (*Gr.* cf. *thouarcense* D'ORB.?)
Cf. *Polyplectus discoides* (D'ORB.)
Harpoceras sp.
Hildoceras bifrons (BRUG.) s.l. : outre notre exemplaire, rappelons que P. Deleau (1938 c) signale cinq échantillons rattachables à cette espèce.
Hildoceras sublevisoni FUC.; 4 ex. sont typiques.
Hildoceras sublevisoni FUC. var.
Hildoceras sp.
Glossothyris cf. *nepos* CAN.
Koninckina cf. *sicula* (GEMM.)

Rappelons en outre le *Porpoceras beurleni* MON., découvert par P. Deleau (1938 c, p. 367) dans les éboulis au S de la mine d'Aïn-Beïda. En outre, nous avons recueilli un *Hildoceras bifrons* BRUG., 300 m au SE de « Sidi-Haluna » dans des calcaires grumeleux gris-brunâtre, à grain assez fin.

Ces calcaires toarciens, en lame mince, montrent du quartz, des plagioclases, de la muscovite et de la phlogopite (?) détritiques. Le grain de la roche est assez fin, mais on note le développement sporadique de grumeaux calcaires et parfois même de gravelles ou de véritables petites oolites. Les organismes sont rares : quelques Ostracodes, des Miliolidés...

Ce gîte fossilifère de la crête du Mcid-Aïcha montre essentiellement une association faunique du Toarcien moyen (zone à *H. bifrons*). Cependant des espèces comme *Hild. sublevisoni* sont du Toarcien inférieur; la présence de *Dactylioceras* milite dans le même sens. D'autre part, à l'inverse, *Porp.* cf. *subarmatum* est d'un niveau élevé de la zone à *H. bifrons*; *Gramm. thouarcense* est du Toarcien

supérieur. Rappelons que nos fossiles proviennent de plusieurs bancs; une subdivision plus fine pourra être envisagée à la suite de récoltes plus soignées.

Il ne semble pas que des termes supérieurs au Toarcien aient pu être conservés au Mcid-Aïcha, le Domérien-Toarcien n'étant visible qu'à la faveur d'étroits synclinaux E-W.

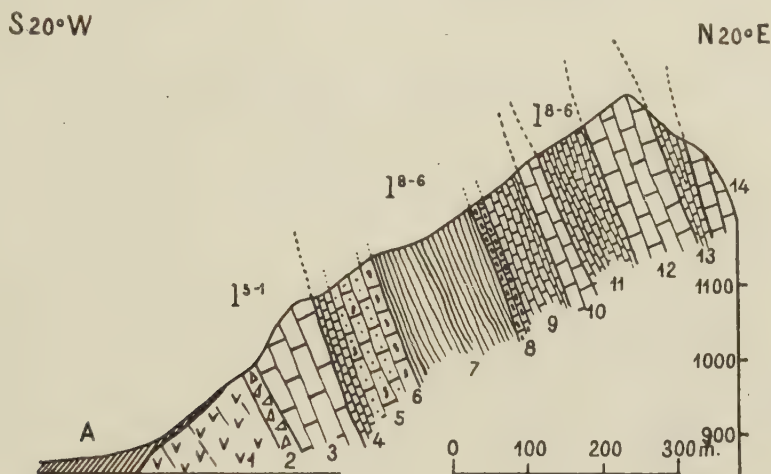


FIG. 38. — Coupe du Mcid-Aïcha, au SW du sommet 1462.

A, éboulis; 1⁵⁻¹, Lias inf.-Pliensbachien; 1⁸⁻⁶, Domérien-Lias sup. Les niveaux 1 à 14 sont énumérés dans le texte.

La figure 38 indique bien une telle situation. On y remarquera les variations de faciès, essentiellement dans les calcaires compacts, mais aussi dans les niveaux domériens et toarciens. On trouve, de bas en haut, en escaladant la pente :

1⁵⁻¹ (Lias basal-Pliensbachien) :

1. dolomies grises, à patine gris-jaunâtre ou gris-blanchâtre; avec parfois des niveaux bréchiques,
2. brèche sédimentaire à éléments dolomitiques,
3. calcaires gris-clair, compacts, dolomitiques, parfois sublithographiques (passant vers l'E à des dolomies),

1⁸⁻⁶ : (Domérien-Toarcien) :

4. calcaires gris, de cassure gris-noirâtre, en lits de 20 cm; plus ou moins dolomitiques, plus ou moins finement gréseux; avec des lits de silex noirs arrondis,
5. calcaires parfois très gréseux, en gros bancs (jusqu'à 1 m), à lits siliceux plus rares que dans 4,
6. calcaires en bancs plus épais, très riches en lits de silex noirs,
7. marno-calcaires gris-jaune et marnes jaunâtres intercalées, plus ou moins rognonneuses,
8. calcaires marneux en petits lits, à rares silex,
9. calcaires identiques à 4,

1⁵⁻¹ :

10. calcaires du type de 3; parfois un peu gréseux; parfois bréchiques,

1⁸⁻⁶ :

11. calcaires identiques à 4 et à 9,

1⁵⁻¹ :

12. calcaires compacts, plus ou moins lités, à grandes oolites,

1⁸⁻⁶ :

13. calcaires identiques à 4, 9 et 11,

1⁵⁻¹ :

14. calcaires oolitiques identiques à 12.

Dans la partie sud de la coupe, les éboulis de pente (A) empêchent de voir les rapports du Lias avec le Trias gréseux, qui doit affleurer un peu plus bas.

A l'E du Mcid-Aïcha, le Kef Sema montre un Lias inférieur-Pliensbachien, ici encore formé de calcaires plus ou moins dolomitiques, parfois blancs et compacts, plus rarement oolitiques, et un Domérien à silex noirs. Ces niveaux n'ont pas livré de faunes.

Entre le Kef Sema et la M^{at} Ouled-Alouane, le Trias diapir ramène à travers le Sénonien deux lambeaux liasiques. Le plus important est formé de calcaires gris, peu dolomitiques mais localement très minéralisés. Ces deux lambeaux n'ont pas de rapports de position avec ceux cartographiés par P. Deleau (1938 c, fig. XXIV). L'un de ceux-ci est à l'emplacement de conglomérats sénoniens; l'autre, mal situé, pourrait néanmoins être assimilé à l'un des nôtres.

I. Le Lias des environs de Sidi-Merouane

La plupart des affleurements liasiques de cette zone se situent sur le versant dominant à l'W l'O. el-Mahadjar, qui coule au SE de la maison forestière de Beïnen.

Les plus septentrionaux (M^{at} Soufa et Koudiat-es-Settara) montrent des calcaires dolomitiques, dans des conditions tectoniques difficiles à préciser.

Le plus méridional forme le Kef Azrou, situé au NE de la M^{at} Rhebala. On y trouve des calcaires gris-violacé, remaniés dans les poudingues de base du Miocène, qui ceinture de toutes parts ce petit piton.

En lame mince, le calcaire du Kef Azrou montre de très nombreux grains de quartz, de formes quelconques, et un peu de muscovite : le tout paraît détritique. Il existe de petites Encrines et des petits grains de pyrite. Le ciment est extrêmement chargé d'oligiste, qui donne sa teinte violacée à la roche.

L'intérêt de cet affleurement minuscule est de fournir une remarquable faune de Brachiopodes du Lias inférieur :

Zeilleria gr. *tenuiplicata* DUBAR
Zeilleria polymorpha SEG. in DI STEF.
Terebratula gr. *mediterranea* CAN. (1 ex. très déformé)
Rhynchonella calcicosta (QUENST.)
Rhynchonella curviceps QUENST. in DI STEF.
Rhynchonella jonica DI STEF.
Spiriferina cf. *moeschi* HAAS

Presque toutes les espèces citées dans cette liste sont du Lias inférieur. *Z. tenuiplicata* est plus spécialement du Lotharingien marocain. *Rh. curviceps* QUENST. est du Lias moyen; mais la Rhynchonelle figurée sous ce nom par Di-Stefano est du Lias inférieur, et notre forme s'en rapproche. *Rh. calcicosta*, d'après Quenstedt¹, daterait la zone de passage Lotharingien-Pliensbachien. L'âge de la Spiriférine (*Sp. moeschi*), si abondamment représentée, est moins bien établi : elle est citée en tout cas du « Lias inférieur » du lac de Thoune (Suisse). Cette Spiriférine avait été antérieurement (DURAND DELGA, 1952 d) rapportée à *Sp. tumida* var. *ascendens* E. DESL. in CORROY.

En résumé, il semble que cette faune date bien le Lotharingien franc. Notons l'abondance en exemplaires de ces Brachiopodes, particulièrement des Spiriférines.

Un dernier groupe d'affleurements liasiques est situé à 4 km à l'WNW de Sidi-Merouane, plus précisément au N du Koudiat-el-Hamra. Au coude de l'O. el-Kebir, on note des calcaires zoogènes

1. Der Jura. Tübingen, 1858, p. 138-139.

gris, en bancs massifs, où des rognons siliceux plus ou moins alignés ébauchent des lits; des calcaires compacts, lités, plus tendres; des calcaires oolitiques, etc. Les faciès sont identiques à ceux du Sinémurien-Lotharingien de Tissimiran (Moul-ed-Demamene).

Un lambeau, un peu plus à l'E, montre, outre des calcaires à silex, des dolomies très brunes, qui constituent peut-être la base de la série liasique de cette région.

3. — COUP D'ŒIL SUR LES AFFLEUREMENTS DE L'EST DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE

Il ne nous paraît pas inutile de brosser un tableau succinct de la prolongation orientale de notre région d'études. Nous nous basons sur les résultats de P. Deleau (1938 c) et sur des observations rapides que nous avons effectuées en 1951-52.

Les faunes que nous avons recueillies dans ces régions ont été déterminées par M. G. Dubar, comme celles récoltées plus à l'W. Les faunes de P. Deleau (1938 c) ont été étudiées par cet auteur, pour la plupart sous le contrôle de M. G. Dubar. Nos interprétations seront ainsi comparables.

Nous distinguerons quatre groupes d'affleurements : ceux entre le Sidi-Dris et les Toumiets d'El-Kantour; ceux du Dj. bou-Aded; ceux des Kefs Msouna et Sebargoud; ceux du Dj. Rhedir et des zones plus à l'E.

A. Le Lias entre le Kef Sema et les Toumiets d'El-Kantour

Le Lias apparaît, dans toute cette région, en lambeaux discontinus, dans des conditions tectoniques complexes. C'est surtout au Dj. Sidi-Dris, au Dj. Ayata et aux Toumiets que ses affleurements acquièrent une certaine importance. La série, reconnue par P. Deleau, comporte en général, de la base au sommet : des niveaux dolomitiques (Infralias); des calcaires compacts, parfois oolitiques, parfois cristallins (Lias inférieur-Pliensbachien); des calcaires « sublithographiques » en minces lits, à silex, avec des Bélemnites et des Ammonites sans signification nette (Domérien-Lias supérieur?).

Nous n'avons que peu d'observations à ajouter à ce tableau. Toutefois deux faits nous paraissent intéressants à souligner.

C'est d'abord l'existence locale de niveaux qui semblent se rattacher à l'Infralias (outre les dolomies, sur l'origine et sur l'âge desquelles nous ne pouvons encore nous prononcer). En premier lieu, sur le revers occidental du Toumiet sud, près de la source du marabout Ben-Hadid, on remarque la présence, sous les calcaires massifs, de quelques décimètres de calcaires lités, plus ou moins marneux, à glomérules calcaires de structure concentrique (3 ou 4 mm de diamètre) : des formations analogues ont été comparées ailleurs (LOWELL et KLEPPER, 1953, p. 239 et pl. 1, fig. 2) à des calcaires à Algues (?). La structure de celles-ci, s'il s'agit bien d'Algues, est complètement effacée par la recristallisation.

De plus, dans la zone d'écaillés s'étendant à l'E de la cote 517, au N d'El-Kantour, on voit, dans des conditions tectoniques difficilement déchiffrables, des alternances de calcaires dolomitiques blancs et de calcaires plus tendres, à litage imparfait, mais très fin. Il est possible qu'il s'agisse encore d'Infralias (?).

Le deuxième point intéressant est que les calcaires à silex vraisemblablement domériens (P. Deleau signale un *Seguenziceras* sp. au Bou-Ferka) paraissent en plusieurs points reposer directement sur le Paléozoïque : ainsi précisément en quelques points du Bou-Ferka et aussi à l'E du Toumiet nord, où P. Deleau (1938 c, p. 324) a justement signalé le fait. Il ne semble pas y avoir de trace de Lias inférieur-Pliensbachien en ces points (ni évidemment de Trias).

B. Le Lias du Dj. bou-Aded

Les affleurements liasiques, déjà notés (DELEAU, 1938 c, p. 315-317), sont limités et médiocres. Leur intérêt est de renfermer une importante faune de Brachiopodes, sur l'âge de laquelle les opinions semblent diverger. En réalité, il existe deux gisements fossilifères reconnus.

Le premier est situé à environ 50 m à l'WSW de la cote 821¹. On voit là un minuscule affleurement liasique, marquant le cœur d'un synclinal déversé vers le SW. La coupe donnée par P. Deleau est la suivante, au-dessus du Paléozoïque :

1. poudingue à éléments anciens (2 m),
2. dolomies jaune-gris : deux bancs (2 m),
3. calcaires à entroques, ayant livré *Rhynchonella* gr. *fraasi* (1 éch.).

Nous avons revu cet affleurement, sans retrouver le poudingue de base. Il nous a paru que, directement sur le Primaire (Gothlandien probable) venaient quelques décimètres d'un calcaire dolomitique brun-jaune (terme 2 de P. Deleau), puis le calcaire rose à entroques (terme 3 de P. Deleau). Il nous a semblé en outre que les bancs dolomitiques passaient latéralement au faciès à Encrines, ce dernier pouvant ainsi se placer dès la base du Lias transgressif.

Nous avons recueilli une faune importante dans ces calcaires à Encrines :

Spiriferina gr. *rostrata* SCHLOT.
Rhynchonella flabellum MENEGH.?
Rhynchonella glycinna GEMM.
Rhynchonella cf. *scherina* GEMM.
Rhynchonella cf. *ptynoides* DI STEF.
Rhynchonella sp. (= fig. 16, pl. XIX, in : HAAS, Lias um Ballino)
Glossothyris aspasia MENEGH. var. *myrto* MENEGH.
Zeilleria sp. (*Z. engelhardti* OPP.?)
Belemnites sp.

Cette association faunique caractérise le Lias moyen, et de préférence des niveaux assez bas : ces espèces (*Rhynchonella flabellum* ?; *Rh. glycinna*; *Rh. cf. ptynoides*; *Rh. cf. scherina*) ne semblent pas pouvoir être confondues avec des formes du Lias inférieur (faune *lotharingienne* de Hierlatz en particulier); notons que *Rh. scherina* GEMM. (?) se retrouve, vers la limite Pliensbachien-Domérien, au Dj. Sidi-Mansour, 100 km plus à l'W. On soulignera la présence de *Glossothyris aspasia* var. *myrto* (qui est peut-être une espèce distincte, comme le voulait son auteur), du Lias moyen; il est vrai que des formes voisines, difficiles à en différencier, sont connues dans presque tout le Lias! *Spiriferina* gr. *rostrata* est citée de la zone à *U. jamesoni*, en Wurtemberg. La présence de *Rhynchonella* gr. *fraasi*, découverte par P. Deleau, peut s'accorder avec notre interprétation : car cette espèce (ou plutôt une variété très voisine) est connue en divers points d'Italie, au Lias moyen. Il résulte de ces faits que l'âge lotharingien proposé par P. Deleau pour cette faune ne semble pas valable. Il s'agit de Lias moyen, et pour autant qu'il paraisse, de sa partie inférieure ou moyenne.

Un deuxième gisement fossilifère se situe au N de la cote 821. Les calcaires compacts à Encrines, identiques à ceux du gisement précédent, semblent se situer immédiatement sous des calcaires à lits de silex attribuables au Domérien². Les niveaux à Encrines ont fourni à P. Deleau : deux échantillons de *Zeilleria engelhardti* OPP. et un de *Rhynchonella* aff. *plicatissima* QUENST. La première espèce

1. Le gisement est mentionné par P. Deleau « 40 m à l'E de cette cote » mais sa situation réelle ressort de la carte donnée plus loin (fig. XIII) par cet auteur.

2. Des calcaires de faciès très voisin ont en effet livré à P. Deleau (1938 c, p. 94), à peu de distance au N de là, au Koudiat Bir-Tahar, une Ammonite se rapprochant (« sous toute réserve ») de *Seguenziceras del-campanai* Fuc. (Domérien).

(ou des formes très voisines) est connue du Lias inférieur et moyen; l'autre gisement nous a fourni d'ailleurs un exemplaire qui se rapproche de cette espèce. La *Rh.* aff. *plicatissima* (le type est du Lias inférieur) serait « une forme de transition voisine de la *Rhynchonella curviceps* QUENST. » (forme du Lias moyen).

Les Rhynchonelles que, pour notre part, nous avons recueillies dans ce gisement sont trop fragmentaires pour recevoir des déterminations spécifiques; mais, selon le chanoine Dubar, elles s'accorderaient avec des formes alpines du Lias inférieur-moyen.

La faune de ce deuxième gisement est donc ambiguë : Lias inférieur ou Lias moyen. Mais le faciès de la roche est absolument identique à celui du calcaire du premier gisement (daté sans erreur possible du Lias moyen) qui est à peine distant de 500 m. Il est permis de supposer, provisoirement, qu'ils sont du même âge : Lias moyen.

C. Le Lias des Kefs Msouna et Sebargoud

Des coupes très détaillées du Lias de ces deux kefs ont été déjà données (DELEAU, 1938 c, p. 303-307). Nos observations s'harmonisent en général avec les résultats de cet auteur, d'autant plus intéressants que d'importantes faunes du Domérien et de l'Aalénien ont été découvertes par lui au Sebargoud. Nous ne ferons que compléter son exposé.

Sur le flanc SE du Msouna, au-dessus du Chabet el-Berada, nous avons ainsi relevé, au-dessus des schistes, psammites et calcaires du socle (Gothlandien?) :

1. petits galets de Paléozoïque, englobés dans un ciment schisteux,
2. calcaires dolomitiques brunâtres,
3. calcaires compacts, assez massifs,
4. calcaires lités à silex.

Le terme 1 paraît marquer la transgression secondaire sur le Paléozoïque; on connaît aussi ces mêmes galets au flanc sud-ouest du Kef Sebargoud. Dans les deux cas, il peut s'agir de Trias ou de Lias basal. Les niveaux 2 et 3 (plus de 20 m au total) représenteraient le Lias inférieur-Pliensbachien (p.p.), le terme 4 (environ 20 m visibles), le Domérien.

Sur le flanc méridional du Sebargoud, nous avons déjà relevé (in : COLOM, ..., 1953) une coupe lithologique du Lias : calcaires dolomitiques (10 m), à la base; calcaires lités (20 m) à silex noirs, au sommet.

D'autre part, au NE du Sebargoud, la coupe du Koudiat Zoulest nous a paru montrer, au-dessus des schistes gris paléozoïques : à la base des calcaires dolomitiques, puis des calcaires à grains de quartz (Lias inférieur-Pliensbachien); plus haut, des calcaires à rognons de silex (Domérien daté); enfin, au sommet, des calcaires marneux (Lias supérieur daté).

La belle faune du Domérien est bien connue (DELEAU, 1938 c, p. 91-100). Ce sont des calcaires spathiques, légèrement glauconieux, qui ont fourni ces fossiles. Des récoltes de P. Deleau (D) et des nôtres (DD), il résulte la liste suivante :

- Rhacophyllites* (*Juraphyllites*) *mimatensis* (D'ORB.)? (D)
- Rhacophyllites* (*Juraphyllites*) sp.; différent du précédent (DD)
- Phylloceras oenotrium* FUC.? (DD)
- Lytoceras* aff. *ovimontanum* GEY.; forme jeune (D)
- L.* (*Derolytoceras*) gr. *tortum* QUENST. (D)
- Lytoceras* sp.
- Seguenziceras* gr. *apertum* MON. (DD)
- Seguenziceras* sp. (D)
- Fontanelliceras* sp.? (D)
- Protogrammoceras celebratum* (FUC.) (D)
- Protogrammoceras* gr. *exiguum* FUC. (D)

Pr. gr. fieldingii (REYN.) ou *gr. pseudofieldingii* FUC. (D)
Protogrammoceras instabile (REYN.) (D)
Protogrammoceras cf. normanianum (D'ORB.)? (D)
Fuciniceras boscence (REYN.) (DD)
Fuciniceras cornacaldense (TAUSCH) (D, puis DD)
Fuciniceras cf. lavinianum MENEGH. (D)
Fuciniceras pectinatum (MENEGH.) (D, puis DD)
Coeloceras cf. sellae (GEMM.) (D)

On trouve en outre quelques Gastéropodes¹ (*Discohelix* sp.?,...; DD), des Bélemnites (*Belemnites* gr. *milleri* PHILL.; D); et, dans des bancs juste inférieurs, P. Deleau signale des Pectinidés (*Pseudamussium hehli* [D'ORB.], etc.) et de petits Oursins.

Au-dessus de ces couches, que l'ensemble de la faune d'Ammonites indique comme du Domérien inférieur (avec cependant des *Seguenziceras* d'un Domérien plus élevé) vient le Lias supérieur.

Formé de marnes et de calcaires marneux, ce dernier a fourni à P. Deleau, en plusieurs gîtes, les espèces suivantes : *Tmetoceras scissum* BEN., *Haplopleuroceras mundum* BUCKM., *Pleydellia* sp. Il s'agit d'Aalénien élevé. Le Toarcien, probablement représenté au-dessous, n'a pu être caractérisé.

D. Le Lias du Djebel Rhedir

Dernier relief liasique important de l'E de la chaîne numidique, le Dj. Rhedir a été étudié par P. Deleau (1938 c, p. 294-296). Cet auteur y distinguait de bas en haut trois niveaux : des dolomies (Lias inférieur), des calcaires blancs massifs (Lias moyen p.p.), des calcaires marneux sublithographiques à silex avec des intercalations de marnes schisteuses (Domérien-Lias supérieur).

Nos investigations nous ont amené à une stratigraphie sensiblement différente (voir DUBAR et DURAND DELGA, 1951) :

1. calcaires blancs massifs (jusqu'à 500 m),
2. calcaires à silex, calcaires marneux violacés, brèches sédimentaires (de l'ordre de 50 m),
3. marnes schisteuses dures, à lamelles de calcite (observables sur 100 m d'épaisseur au maximum).

Des trois termes de cette série, seul le moyen (niveau 2) est daté.

Le niveau 1 est plus ou moins dolomitisé. Il n'y a pas lieu de distinguer un niveau dolomitique constant, à la base, comme le fait P. Deleau. Ces calcaires massifs, zoogènes, sans aucune stratification, nous ont semblé inhabituels, lorsqu'on vient de l'W. En particulier ils diffèrent des classiques calcaires compacts du Lias inférieur-Pliensbachien de l'W de la chaîne par leur cassure marmoréenne, très blanche. Ils n'ont livré aucune faune; il n'est pas évident que le bloc de calcaires à Rhynchonellines, supposé provenir (DUBAR et DURAND DELGA, 1951) de leur sommet, en vienne réellement.

Le niveau 3 est encore plus mystérieux. Ces marnes sont rougeâtres à la base, où elles contiennent de petits nodules de calcaire à grain fin bourrés de Radiolaires calcitisés, avec quelques spicules; mais vers le haut, elles deviennent jaunâtres et admettent des lentilles de dolomie brune. Si l'on considère que le niveau 2 passe insensiblement au niveau 3, on conclura que ce dernier lui est juste postérieur. Mais rien d'autre ne confirme une telle hypothèse.

L'âge de la série du Dj. Rhedir est donc basé sur la datation du niveau 2. Ce dernier montre des faciès variés. Nous considérerons successivement l'W, l'E, puis l'extrême SW du massif.

1. A L'W DU MASSIF, dans la zone au SW de la Mat Snaguelt, des brèches calcaires rougeâtres montrent des Rhynchonellines spécifiquement indéterminables (dont on ne peut totalement exclure le remaniement, au vu du faciès) et des articles d'*Apiocrinus amalthei* (QUENST.) var. (?).

1. A l'état de moules internes phosphatés.

En lame mince, ces niveaux montrent des « galets » d'un calcaire riche en oxyde de fer, fréquemment concentré à la périphérie de ces éléments, où s'observe en outre une ébauche de structure micronoduleuse; on y voit quelques Ostracodes, des fragments d'Échinodermes et des corpuscules rappelant beaucoup les « zoospores de Chlorophycées » du Jurassique supérieur. Le « ciment », grossièrement grumeleux, montre de nombreux fragments de tests de Rhynchonellines; les grumeaux calcaires, riches en Fe_2O_3 , paraissent identiques au calcaire des « galets ». Dans certains cas, on observe un passage insensible entre « ciment » et « galets ». Il s'agirait ainsi de remaniements contemporains de la formation de la roche. Des calcaires grumeleux, à Radiolaires sont associés à ces niveaux.

Des calcaires gris, parfois avec des tons jaunâtres ou rosés, d'une part, des lumachelles calcaires blanches, de l'autre, ont livré en plusieurs gîtes situés au S de Moul-el-Bled (= Oumali-el-Bled) une remarquable faune de Rhynchonellines, qui sera décrite ailleurs par M. G. Dubar : *Rhynchonellina* (*Geyeria*) *geyeri* BITTN., *Rh. (Gey.) cf. suessi* GEMM., *Rh. neumayri* CARAP. et SCHOP., *Rh. cf. gastonei* CARAP. et SCHOP., *Rh. aff. brusinai* EICH., *Rh. (Sulcirostra)* nov. sp. aff. *seguenzae* GEMM. En outre, lors d'une tournée faite en 1952 avec M. G. Dubar, nous avons trouvé, au voisinage des couches à Rhynchonellines, un *Arnioceras* indéterminable spécifiquement; ce genre d'Ammonites caractérise néanmoins le Lias inférieur (moitié supérieure du Sinémurien et Lotharingien basal).

En lame mince, les calcaires à *Arnioceras* présentent des microfaciès assez variés. On a parfois une roche légèrement grumeleuse, qui montre des Radiolaires calcitisés, quelques Ostracodes et Foraminifères (Lagénidés variés, dont *Frondicularia cf. woodwardi*¹ HOWCH), des spicules monaxones de Spongiaires, de rares débris d'Échinodermes et de Lamellibranches et, ici encore, des « zoospores de Chlorophycées ». Ce calcaire grumeleux passe latéralement à un faciès avec fragments détritiques de très petite taille (quartz,...).

2. A L'E DU MASSIF DU RHEDIR, immédiatement au N du marabout de Sidi-Mansour, une coupe, dirigée W-E, montre les couches suivantes, oscillant autour de la verticale :

1. calcaires blancs compacts du Rhedir,
- 2 a. poudingue remaniant les calcaires 1 et des fragments de calcaires violacés (quelques décimètres),
- 2 b. calcaires violacés à grain fin, avec silex jaunes (10 m environ). Ils ont fourni à leur partie moyenne un Inocérane (*Inoceramus cf. dubius* Sow. in ZIET., non GOLDF.), des Encrines et de petites Ammonites indéterminables.
- 2 c. alternances de calcaires gris-clair et violacés, en petits lits (8 m environ),
- 2 d. calcaires gris clair (12 m environ) en petits bancs, montrant des niveaux d'apparence conglomératique ou grumeleux, colorés, et des silex de plus en plus nombreux vers le haut. Assez bas dans ce niveau 2 d, nous avons noté des Bélemnites indéterminables. D'autre part, des Rhynchonellines, certaines costulées (*Rh. aff. brusinai* EICH.), d'autres lisses (*Rh. sp.*), se situent dans le ciment violacé d'un conglomérat de débris calcaires rosés, à peu près dans la même position stratigraphique.

Ces couches 2 d sont, à l'E, en contact probablement anormal avec le Nummulitique. Par contre, les rapports entre les niveaux 1 et 2 a sont incontestablement normaux.

3. A L'EXTRÊME SW DU MASSIF DU RHEDIR, la coupe de l'O. Maïguen (= Maheguen) nous a paru comporter :

1. calcaires compacts blancs du Rhedir. 150 m au SE de la cote 265, ils sont surmontés par des niveaux de calcaires à entroques et à Brachiopodes : le rapport de ces niveaux et des assises ci-après n'est pas évident et peut être discuté.
- 2 a. conglomérats calcaires (jusqu'à 7 m); sur la rive gauche de l'oued, ils montrent à la base des poudingues de calcaires blancs, assez compacts (4 m) puis des calcaires rosés passant à poudingues calcaires avec de petites Encrines (3 m).
- 2 b. calcaires violacés en dalles (de l'ordre de 10 m),

1. Cette *Frondiculaire* (dét. J. Cuvillier) est surtout connue du Permo-Trias.

2 c. barre de calcaires blancs identiques aux calcaires 1; il nous semble s'agir d'une intercalation lenticulaire, oscillant entre 0 et 10 m d'épaisseur.

2 d. calcaires violacés en dalles (3 m) à silex blonds, à filets d'hématite, ayant livré à G. Dubar, sur la rive droite de l'oued, à mi-hauteur, des *Arnioceras* très difficilement dégageables : un exemplaire est à rapprocher de *A. italicum* Fuc. (?), et d'autres montrent des côtes plus nombreuses.

2 e. banc plus massif de calcaire blanc de type 1 (2 m),

2 f. calcaires violacés (3 m) en dalles de type 2 d.

En lame mince, le niveau 2 d à *Arnioceras* montre un calcaire grossièrement grumeleux, riche en Radiaires calcitisés. On note en outre d'assez nombreux spicules (?), de rares Ostracodes, de très rares Foraminifères (Fronculaires?) et des corpuscules voisins des « zoospores de Chlorophycées » du Malm.

Un deuxième fait nous paraît à souligner. C'est l'apparente concordance de cette série. Bien sûr, il existe entre les calcaires massifs et les niveaux moins compacts de petits étirements et des disharmonies locales; mais tout cela nous paraît personnellement assez minime. Il n'en est que plus important de souligner les alternances calcaires massifs de type Rhedir-calcaires en dalles à silex. Nous pensons qu'il n'y a pas de coupure franche ici entre ces deux faciès.

4. A L'W DE LA MECHTAT SNAGUELT, une écaille de calcaires liasiques montre des formations au faciès spécial. Il s'agit de calcaires compacts, blancs, à cassure gris-blanc, montrant de grands Lamellibranches, ou de calcaires à entroques, blancs, qui ont livré une intéressante faune; à côté d'Ammonites indéterminables, on peut citer :

Glossothyris nimbata OPP. in GEY.

Rhynchonella alberti OPP. in GEY.

Rh. gumbeli OPP. in GEY.?

Rh. aff. palmata OPP. in GEY.

Rh. sp.

et des Térébratulacées indéterminables.

Ces formes se trouvent toutes dans les couches d'âge lotharingien du Hierlatz, qui montrent des Ammonites des trois zones de cet étage. Précisons bien qu'il s'agit des couches du Hierlatz même, et non du faciès du Hierlatz, qui peut envahir d'autres étages que le Lotharingien.

En l'état actuel des recherches, il est difficile de fixer des âges absolus aux divers termes de la série liasique du Rhedir. Examinons d'abord le POINT DE VUE FAUNIQUE.

Les espèces de Rhynchonellines citées pourraient constituer l'association la plus ancienne. Jusqu'à ce jour, leur coexistence indubitable avec des Ammonites, et par suite leur âge exact, n'ont pu être nulle part établis sans restrictions. Dans les domaines les plus voisins, on y voit, soit de l'Hettangien (Rif espagnol) soit du Sinémurien (Sicile).

Les *Arnioceras* sont du Sinémurien moyen et supérieur, ainsi que de la base du Lotharingien (au-dessous de la zone à *stellare*). Leur principal développement a lieu au Sinémurien supérieur.

Les Brachiopodes de l'O. Snaguelt sont d'âge lotharingien franc. G. Dubar pense même qu'il s'agit de Lotharingien supérieur.

Nous aurions donc, dans le temps, trois associations fauniques successives, actuellement reconnues : a) les Rhynchonellines (antérieures au Sinémurien élevé); b) les *Arnioceras* (Sinémurien supérieur probable); c) les Brachiopodes « de type Hierlatz » (Lotharingien).

AU POINT DE VUE DES RAPPORTS STRATIGRAPHIQUES des niveaux fossilifères, la question est passablement embrouillée. Les calcaires blancs massifs, marmoréens, du Rhedir ne sont pas datés. Mais des couches à Rhynchonellines (incontestablement non remaniées) sont, au S de Moul-el-Bled,

situées à peu de mètres au-dessus de leur toit. Au voisinage de ce gisement, et dans des niveaux qui paraissent être très proches de ces derniers, un *Arnioceras* a été recueilli, mais non en place.

D'autres Rhynchonellines apparaissent ailleurs dans des situations incertaines : d'une part, au SW de la Mat Snaguelt, dans des conglomérats rougeâtres, d'autre part à Sidi-Mansour, dans le ciment calcaire de poudingues à galets calcaires, situés à plus de 20 m au-dessus du toit des calcaires marmoréens.

Les *Arnioceras* de la cluse de l'O. Maïguen, si on suppose la coupe donnée plus haut comme bien interprétée (sans des répétitions tectoniques, qui nous semblent *personnellement* très douteuses), se trouvent dans des niveaux violacés lités, à environ 30 m au-dessus du toit de la masse des calcaires marmoréens du Rhedir.

Quant au niveau à Brachiopodes de l'O. Snaguelt, situé au sein d'une petite écaille, rien ne permet encore de dire ses rapports avec les couches à Rhynchonellines ou avec celles à *Arnioceras*.

EN RÉSUMÉ, les calcaires marmoréens blancs du Rhedir sont antérieurs au Sinémurien supérieur, et peut-être au Sinémurien moyen. Étant donné leur puissance, ils peuvent représenter tout ou partie de la base du Lias. A l'W immédiat de Sidi-Mansour, ces calcaires se montrent stratigraphiquement coïncés entre les grès rouges triasiques (p. 145) et les calcaires en dalles : cette masse calcaire, très chargée en dolomie, paraît plus mince qu'ailleurs, sa partie inférieure présentant des dolomies en petits bancs au faciès typiquement rhétien.

Les niveaux de calcaires lités, parfois à silex, qui leur sont superposés sont en partie sinémuriens (couches à *Arnioceras*), en partie lotharingiens peut-être aussi. C'est dans une formation analogue que, récemment, P. Deleau (1953 b) a découvert, au N du Koudiat bou-Fernana, une Ammonite, que cet auteur assimile à « *Seguenziceras* » *cornacaldense* (TAUSCH), fossile du Domérien inférieur. Si on le prend en considération, cela amène à admettre que les niveaux 2 du Rhedir comportent, outre du Lias inférieur, du Domérien caractérisé.

Les marnes dures terminant la série du Rhedir ne sont pas datées. Les nodules calcaires qu'elles admettent nous ont montré d'abondants Radiolaires : le microfaciès de tels nodules est voisin de celui des calcaires à *Arnioceras*. Nous estimons qu'il s'agit du même cycle sédimentaire (Lias inférieur ou moyen).

Avant de terminer cet aperçu sur le Lias du Dj. Rhedir, rappelons que, tout récemment, P. Deleau (1953 b), demeurant fidèle à ses premières interprétations (DELEAU, 1938 b), admit que les calcaires blancs marmoréens sont « du Lias inférieur et moyen », tandis que les couches litées à silex datent uniquement du Domérien. Il ne nous semble pas que cette interprétation, qui passe d'ailleurs sous silence la découverte des Rhynchonellines (DUBAR et DURAND DELGA, 1951), puisse être retenue.

4. — CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Les divisions stratigraphiques classiques du Lias ne correspondent guère, en Berbérie orientale, à des faciès nettement différenciés les uns des autres. Cartographiquement, on peut en général opposer seulement un Lias basal, surtout calcaire, fort épais et pauvre en fossiles, et un Lias élevé, surtout marneux, assez mince et riche en faunes.

Nous examinerons successivement les divers étages.

A. LE RHÉTIEN

Cet étage n'a pu être daté avec certitude dans le territoire ici étudié : rappelons toutefois qu'*Apicula* (*Pteria*) *contorta* existe peut-être au flanc sud du Kala-et-Touma,

Dans l'W de la chaîne numidique, le contact Lias-Trias n'est que rarement visible, eu égard à la tectonique périgante du Trias. S'il est brutal, nous avons vu cependant qu'on trouve, en certains points, des sortes de couches de passage. La différence de faciès est malgré tout considérable entre les grès et schistes rouges du Keuper et les calcaires massifs du Lias. Il est commode d'admettre que la sédimentation calcaire a débuté avec le Lias, mais ce n'est qu'une probabilité : l'absence de faunes suffisantes ne permet pas d'exclure l'existence d'un Trias terminal calcaireux ou d'un Lias basal gréseux.

Nous nommerons donc provisoirement rhétiennes ces minces couches de passage : calcaires en petits bancs, à lits argileux (N du Sidi-Marouf); marnes jaunâtres et argilites verdâtres, calcaires à petites vermiculations (SW du Kef Sassenene); calcaires finement lités bourrés de débris coquilliers (S du Kala-et-Touma), etc...

En ce dernier point, comme au Kef Sassenene, des calcaires vermiculés paraissent devoir être attribués à l'Infralias, et non au Muschelkalk, comme nous l'avions supposé autrefois (1952 d, p. 19), au vu du seul faciès. L'existence de lits de calcaires vermiculés ailleurs que dans le Trias moyen, fait connu déjà dans le Djurdjura (FLANDRIN, 1952, p. 14), vaut la peine d'être soulignée.

Nos couches rhétiennes rappellent quelque peu, parfois, celles qui ont fourni *Avicula contorta* dans le Djurdjura (LAMBERT, 1937); elles se rapprochent un peu aussi des classiques « calcaires en plaquettes » rhétiens de bien des points de la Méditerranée occidentale (Cordillères bétiques; Rif espagnol, etc.).

Si cette assimilation d'âge est exacte, il faut insister sur la faible épaisseur de nos niveaux rhétiens, dont on connaît le grand développement, tant dans le Djurdjura (50 à 100 m d'après J. Flandrin [1952]) que dans la Dorsale rifaine (au moins 200-300 m selon P. Fallot [1937, p. 352]).

Ajoutons que ces niveaux « rhétiens », si localisés en certains points de la chaîne numidique, peuvent, dans le reste de la chaîne, passer latéralement à des calcaires compacts ou à des dolomies massives, comme aussi ne pas être représentés.

B. L'HETTANGIEN

Il n'est pas, lui non plus, daté avec certitude. Il est d'usage, en Algérie, de lui attribuer (voir : DELEAU, 1938 c) tout ou partie des dolomies plus ou moins massives, par lesquelles débute fréquemment la série liasique. Mais il convient de préciser.

Ces dolomies sédimentaires ne nous paraissent connues avec une relative certitude qu'au Sidi-Marouf (50 m d'épaisseur) et au Moul-ed-Demamene (elles y sont visibles sur 100 m). Ailleurs, de tels niveaux ne doivent pas exister, ou bien ils semblent avoir acquis leur magnésie à la faveur d'une dolomitisation secondaire¹, comme on en connaît des exemples en bien d'autres régions (voir, par exemple : GLAÇON, 1952, p. 80-82).

Là où les dolomies paraissent sédimentaires, on peut effectivement les rapprocher de l'Hettangien des régions mieux connues de la Méditerranée occidentale. Un jalon précieux de cet étage est constitué par les dolomies litées² à lits argileux verts du Djurdjura (LAMBERT, 1939) datées de l'Hettangien. On doit signaler, dans l'association faunique de ce dernier gisement, la présence de *Dimyopsis intusstriata* EMM.³, fossile caractérisant les calcaires lités hettangiens, emballés dans les diapirs triasiques de la région du Hodna, de Medjana, de Bouïra, etc., tout en soulignant combien délicate est la détermination de tels Lamellibranches et en rappelant que ce fossile est également connu dans le Rhétien (Pyrénées françaises, etc.).

1. Dans ce cas, la distinction cartographique entre dolomies de constitution et dolomies de substitution apparaît singulièrement délicate.

2. Nos dolomies du Lias basal de Petite Kabylie sont compactes et en général massives, sans litage. C'est une différence importante avec celles du Djurdjura.

3. L'espèce *Plicatula intusstriata* EMMERICH a été placée dans le genre *Dimyopsis* par V. Bistram, qui estimait que, changeant la désignation générique, il devait aussi remplacer le nom d'espèce : *Dimyopsis « emmerichi »* v. BISTR. Cette habitude est depuis longtemps abandonnée : ce Lamellibranche doit être nommé *D. intusstriata* (EMMER.). (Renseign. de M. G. Dubar).

En résumé, nous avons noté en « Hettangien » les dolomies sédimentaires de la base du Lias. On ne peut exclure que ces niveaux « hettangiens » soient représentés, ailleurs qu'au Sidi-Marouf et au Moul-ed-Demamene, sous le faciès de calcaires compacts, peu ou pas dolomitiques.

C. LE SINÉMURIEN

S'il n'est pas daté dans l'W de la chaîne numidique, on lui a cependant attribué (DELEAU, 1938 c) le sommet des dolomies « hettangiennes ». Précisons que jusqu'à présent le Sinémurien (s.s.) ne paraît pas avoir été caractérisé avec certitude en Algérie-Tunisie¹. En l'absence d'arguments paléontologiques, et pour de simples considérations d'épaisseurs, nous verrions volontiers le Sinémurien (s.s.) dans la base de la puissante série des calcaires blancs compacts, datés du Lotharingien 100 à 200 m plus haut. D'ailleurs les calcaires blancs du Djurdjura, homologues des nôtres, et qui se montrent, dans une unité de cette chaîne (N du Lalla Khedidja), situés sous du Lotharingien inférieur bien daté (FLANDRIN, 1952), ont donc toute chance d'englober le Sinémurien, ailleurs comme là.

Ces calcaires blancs ont un rôle orographique important dans la plus grande partie de l'Afrique du Nord tellienne.

Il nous paraît impossible d'essayer d'établir une stratigraphie de détail, même locale, de ces calcaires. Le désordre le plus absolu semble de règle, eu égard cependant à la dispersion, au petit nombre et à l'exiguïté des affleurements. Même dans le cas du Meid-Aïcha, où P. Deleau (1938 c, p. 77) a cru pouvoir définir une stratigraphie de ces calcaires, nous n'avons pas su reconnaître de divisions nettes. La figure 38 le montre d'ailleurs clairement.

Les faciès normaux de ces calcaires ont été excellemment décrits par ce dernier auteur. Avec lui, nous citerons des calcaires finement cristallisés (« calcaires cristallins »), parfois sublithographiques, des calcaires à grains de quartz (« grès calcaires »), des calcaires à Encrines, des calcaires oolitiques ou à pseudoolites, des calcaires zoogènes (à Polypiers, à Algues², etc.). La plupart des calcaires d'apparence lithographique sont d'ailleurs des calcaires à très fines oolites. La nature lenticulaire des calcaires à entroques a été en outre très justement soulignée par P. Deleau.

Des faciès spéciaux peuvent apparaître. La richesse en dolomie de constitution de ces calcaires est variable : parfois nulle, parfois assez notable, jusqu'à arriver à des calcaires dolomitiques. Sans parler des dolomitisations secondaires, qui peuvent intéresser l'ensemble de la série des calcaires compacts.

L'absence de silex dans cette dernière n'est pas générale. Ainsi, au Moul-ed-Demamene, juste au-dessus des dolomies « hettangiennes », des silex noirs, rognonneux, sont fréquents. Au Sidi-Oussaf, au S de Texenna, des silex semblent apparaître très bas dans le Lias.

Le débitage en dalles, épaisses en moyenne de 0,50 à 1 m, est un phénomène fréquent, s'expliquant en général par l'intercalation de menus feuillets marneux dans les joints de stratification. Mais parfois aussi ces calcaires sont massifs, sans trace de litage (Kefs Sassenene et bou-Rhaleb, Kala-et-Touma, etc.).

Les épaisseurs (200 à 400 m, nous semble-t-il) ne sont pas aussi variables qu'on a bien voulu le dire. Il ne faut comparer que des cas homologues. Dans l'E de la chaîne numidique, effectivement, ces calcaires sont moins épais que dans l'W. On peut, avec P. Deleau, expliquer cette réduction en la liant à des conditions bathymétriques spéciales, par exemple à des hauts-fonds balayés par des courants.

1. La faune en partie sinémurienne récoltée par Baltzer au Dj. Zaghouan n'a jamais été retrouvée ; elle semble sujette à caution (CASTANY, 1951, p. 62) ; et on ne peut faire fond sur les faunules du Djurdjura (découvertes et déterminations de Ficheur) rapportées à tort (FLANDRIN, 1952, p. 38) au Sinémurien, bien que montrant des espèces du Lias moyen et du Lias supérieur.

2. Les « *Lithothamnium* » décrits par P. Deleau (1938 c) dans ces niveaux liasiques ne sont pas connus avant le Crétacé. Ces formes sont certainement rattachables à d'autres genres (*Solenopora*...).

Sans exclure une telle explication, nous ferions volontiers appel, en outre, à la notion d'une transgression progressive du Lias, envahissant plus ou moins tard, selon les points, le socle paléozoïque, jusqu'alors émergé : nous préciserons plus loin cette notion.

Pour calculer les épaisseurs de ces calcaires, on ne saurait, d'autre part, tirer argument de zones où la base du Lias n'apparaît pas avec certitude, ni de celles où des couches crétacées ou tertiaires se montrent transgressives sur ce Lias, qui a pu être érodé entre temps. Enfin, la dolomitisation secondaire de ces calcaires complique encore l'observation des limites exactes des couches originelles, quand ce n'est pas de leur pendage...

Ainsi, dans presque tout l'W de la chaîne numidique, nous sommes conduit à rapporter au Sinémurien (s.s.) le tiers inférieur de la puissante série des calcaires blancs, lités. Dans le centre de la chaîne, du Sidi-Dris au Sebgoud, l'existence de Sinémurien est problématique, car la transgression liasique paraît avoir commencé par des termes plus élevés, souvent déjà du Lias moyen.

Dans l'extrémité orientale de la chaîne, au Dj. Rhedir, on peut considérer comme sinémurienne une bonne partie des calcaires blancs massifs marmoréens : ils sont en effet situés sous des couches qui ne peuvent être plus récentes que la base du Lotharingien (à *Arnioceras*).

C'est le lieu de dire quelques mots sur la question des *Rhynchonellines*. L'âge qu'on leur attribue est-il vraiment justifié?

Dans le Rif, on admet (FALLOT, 1937) qu'elles sont de l'Hettangien. En réalité, tout ce que l'on peut assurer, c'est leur superposition, presque immédiate ou plus distante (40 m), au Rhétien à *Avicula contorta* (Dj. Amesif, Dj. Lexchab). Des niveaux calcaires roses surmontent d'autre part les couches à *Rhynchonellines*; ils ne sont pas fossilifères. Mais, ailleurs dans la Dorsale rifaine, des calcaires, roses eux aussi, ont fourni des *Arnioceras* (Sinémurien supérieur et base du Lotharingien). On en conclut que les couches à *Rhynchonellines*, comprises entre le Rhétien et du Sinémurien probable, sont vraisemblablement de l'Hettangien. Cependant les « rapports ambigus » des calcaires roses avec les couches à Brachiopodes du Dj. Amesif permettent à P. Fallot (1937, p. 360) d'écrire qu'« il reste possible, quoique peu probable, que ce niveau¹ se place plus haut, peut-être après une émergence post-sinémurienne ».

Tout récemment le Lias à *Rhynchonellines* vient d'être repéré à l'E immédiat des gorges de Palestro, près du Hammam Tellat, grâce à l'activité de MM. A. Aymé et J. Magné. Il s'agit essentiellement d'espèces costulées (dét. G. Dubar) contenues dans des calcaires compacts, en minces dalles irrégulières, chargées de silex noirs, et faisant suite stratigraphiquement, selon toute vraisemblance, aux puissantes dolomies brunes de l'extrême base du Lias. On ne sait sous quel terme du Lias s'enfouaient les horizons à *Rhynchonellines*, actuellement au contact direct du Nummulitique.

Rappelons aussi que, plus à l'E, dans le massif du Tamgout (Djurdjura), des calcaires gris (mais rougeâtres à leur base) ont fourni des *Arnioceras* (FLANDRIN, 1952), qu'il convient d'évoquer à propos de nos Ammonites du Dj. Rhedir.

En Sicile, les niveaux à *Rhynchonellines* sont encore plus mal datés, et c'est un peu arbitrairement qu'ils sont attribués au Sinémurien (voir à ce sujet : DUBAR, 1938). Toutefois, ces Brachiopodes y sont certainement anté-domériens et probablement plus anciens que le Lias moyen.

D. LE LOTHARINGIEN

Cet étage est caractérisé avec une certitude suffisante dans le Nord-Constantinois. Nous lui attribuons d'abord la partie moyenne de la puissante série des calcaires blancs, supposée sinémurienne à la base.

Jusqu'à nos recherches, le Lotharingien ne semblait pas avoir été caractérisé nettement en Algérie². Le gîte du Bou-Aded (DELEAU, 1938 c) est, nous l'avons vu, non pas du Lotharingien, mais du Lias moyen.

1. Entendez : ce niveau à *Rhynchonellines*.

2. D'après Nicaise, le Lias de l'Ouarsenis aurait fourni *Ammonites oxynotum*. G. Dubar estime que cette désignation indique, vu l'époque, simplement un *Oxynticeras* sp. : or des espèces appartenant à ce genre sont connues jusque dans le Domérien.

Il faut mettre à part le gîte de Brachiopodes sans doute lotharingiens, découvert dans les monts de Sidi-el-Abed (LUCAS, 1942, p. 156-157), aux confins algéro-marocains : cette faune rappelle celles du même âge bien connues plus à l'W, au Maroc.

Plusieurs gîtes lotharingiens ont été découverts. Deux d'entre eux sont situés dans l'W de la chaîne numidique. L'un ne présente qu'un intérêt documentaire : c'est celui du Kef Azrou. Il s'agit de calcaires détritiques violacés (faciès inconnu ailleurs à ce niveau) qui ont fourni une riche faune de Brachiopodes du Lias inférieur : Térébratules, Rhynchonelles, Spiriférines. Certaines formes permettent de préciser qu'il s'agit de Lotharingien franc.

Le deuxième gisement de l'W de la chaîne numidique est celui de Taskif, découvert dans les calcaires blancs compacts. C'est là son intérêt majeur, car il permet de dater du Lotharingien la partie moyenne de cette puissante série, dont la base semble sinémurienne et le sommet plienschbachien. On trouve à Taskif des Brachiopodes (essentiellement des Zeilléries) et quelques Lamellibranches, dont des Pectinidés. Il n'y a aucune espèce commune aux gisements du Kef Azrou et de Taskif; il est cependant impossible de préciser quel est le plus ancien des deux.

Dans l'E de la chaîne numidique, au Dj. Rhedir, les calcaires à Encrines des environs de la Mat Snaguelt ont révélé une autre faune de Brachiopodes, différente de celles des deux premiers gîtes, montrant par contre des espèces bien connues dans le Lotharingien certain du Hierlatz (Alpes autrichiennes) et qui voisinent ici aussi avec des Céphalopodes, des Crinoïdes, des Lamellibranches...

E. LE PLIENSCHBACHIEN

Il est représenté par la partie supérieure des calcaires blancs compacts, sinémuriens-lotharingiens à leur base. Ce fait n'est attesté qu'au Sidi-Marouf, où des *Tropidoceras* (Plienschbachien franc, entre la zone à *jamesoni* et celle à *davoei*) se situent exactement dans le dernier banc des calcaires compacts. Il paraît remarquable que des associations plienschbachiennes très comparables, à *Tr. mediterraneum* (FLANDRIN, 1952, p. 38) aient été récoltées dans une situation semblable, au toit des calcaires blancs massifs, dans certaines zones du Djurdjura.

Ce sont apparemment les deux seules régions d'Algérie où des Céphalopodes plienschbachiens sont signalés jusqu'à présent. Ajoutons que, dans le Rif, le Plienschbachien n'est pas encore daté. Il est vrai que ce faciès à Ammonites est étroitement localisé, tant au point de vue géographique qu'au point de vue stratigraphique (sommet du Plienschbachien), le reste de l'étage étant sous un faciès néritique dénué de Céphalopodes.

Les calcaires compacts présentent parfois des lentilles de calcaires à entroques. Ce faciès paraît spécialement représenté dans la partie haute de cette série, c'est-à-dire dans le Plienschbachien : un tel fait est net au Moul-ed-Demamene, où une intercalation assez continue de calcaires spathiques a été attribuée à cet étage. On peut en retrouver trace en d'autres massifs, au Sidi-Marouf... Au Bou-Aded, ces calcaires à Encrines, massifs, de couleur rose, ont livré une belle faune de Brachiopodes du Lias moyen.

Un tel « faciès à Brachiopodes » est à comparer à celui signalé au Dj. Nador, dans la région de Guelma (DARESTE, 1920). Cette faune du Nador est datée par quelques Ammonites du Domérien inférieur. En l'absence de Céphalopodes dans le gisement du Bou-Aded, il semble qu'on puisse évoquer un âge légèrement plus ancien, c'est-à-dire plienschbachien : mais ce n'est qu'une présomption.

F. LE DOMÉRIEN

C'est le premier étage du Lias où la faune soit relativement abondante et bien caractéristique. Le faciès de ces assises est aisément reconnaissable et très constant. Il s'agit de calcaires bien lités dont les bancs sont séparés par des lits plus tendres, de plus en plus fréquents quand on monte dans la série. Ces calcaires montrent presque toujours des silex noirs, souvent alignés, ébauchant des lits. La place

stratigraphique et la fréquence de ces rognons sont variables. Il semble que ce soit surtout la partie inférieure et moyenne de l'étage qui les montre : cela est net au Moul-ed-Demamene.

La sédimentation domérienne est ainsi très différente de celle du Lias basal. Ces sédiments lités, assez marneux, n'ont jamais que des puissances relativement modestes : au maximum une centaine de mètres, si l'on se base sur le cas du Moul-ed-Demamene, où d'ailleurs la base des couches attribuées au Domérien est peut-être encore pliënsbachienne (?). Le Domérien, et avec lui le Lias supérieur, est presque toujours réfractaire à la dolomitisation secondaire, les niveaux marneux paraissant jouer le rôle d'écran protecteur.

En dépit du changement net de régime sédimentaire, il ne paraît pas y avoir de lacune sensible à la base du Domérien, dans notre région. Au Sidi-Marouf en particulier, les bancs à *Lytoceras bettonii* et à *Coeloceras*, du Domérien inférieur, surmontent d'assez près ceux à *Tropidoceras*, nulle trace de remaniement ne s'observant entre eux.

Tous les niveaux domériens semblent représentés, si l'on considère l'ensemble de la chaîne numidique :

1. Le Domérien tout à fait inférieur paraît se montrer au Kef Sebgoud (« sous-zone a » de Monestier, dans la zone à *A. margaritatus* de l'Aveyron ; ou « Domérien inférieur » de G. Dubar dans le Haut-Atlas marocain). D'autre part, c'est aussi du Domérien inférieur que nous avons tendance à dater la faune du Dj. Sidi-Mansour, avec son mélange d'Ammonites et de Brachiopodes (dont *Glossothyris adnethensis*).

2. Le Domérien moyen paraît représenté au Sidi-Marouf par les couches à *S. gr. algovianum*.

3. Le Domérien supérieur est caractérisé en plusieurs points. Au Moul-ed-Demamene, on trouve des associations fauniques à *Paltoleuroceras*, en particulier *P. spinatum*. Certaines formes peuvent indiquer un passage graduel, vers le bas, au Domérien moyen (à *Seguenziceras* aff. *domarense*). D'un niveau plus élevé semble relever la faune principale du Sidi-Marouf, avec des *Seguenziceras* associés à des *Dactylioceras*, les premiers du Domérien supérieur, les derniers de l'extrême base du Toarcien.

Quant à la faune domérienne du Meid-Aïcha, elle apparaît dans un faciès subrécifal à Brachiopodes, Échinodermes, Polypiers, etc. : l'existence d'*Emaciatoceras* (?), si elle se confirmait, entraînerait un âge domérien élevé pour ce gisement.

La présence, dans notre région, de *Glossothyris* cf. *aspasia* MENEGH. dans le Domérien supérieur du Moul-ed-Demamene, et de sa variété *myrto* MENEGH., dans le Pliënsbachien probable du Bou-Aded, est à remarquer. Ce Brachiopode était connu, jusqu'à présent, de domaines voisins (Dj. Zaghuan, région de Guelma, Bou-Taleb et région de Bougie) dans les niveaux du Domérien inférieur. La répartition de ce *Glossothyris* est donc, en Berbérie orientale, à étendre au-dessus et au-dessous du Domérien inférieur (comme il en est dans d'autres régions).

G. LE TOARCIE ET L'AALÉNIEN

On n'individualise ces étages que difficilement, car ils sont rarement fossilifères. De plus, leur faciès est assez variable. La partie élevée du Lias supérieur se groupe d'ailleurs beaucoup plus logiquement avec le Dogger, et sera examinée avec ce dernier.

Au Sidi-Marouf, les marno-calcaires domériens passent à leur sommet au Toarcien à *Dactylioceras*. Une partie du reste de cet étage montre des marnes très détritiques. Les marnes et marno-calcaires plus élevés doivent comporter, à leur base, l'extrême sommet du Lias.

Au Moul-ed-Demamene, de même, les marno-calcaires domériens montrent, au-dessus des niveaux à *Paltoleuroceras*, quelques mètres pouvant être déjà du Toarcien basal. Le reste du Lias supérieur est sous un faciès de marnes détritiques jaunes, attribuables surtout au Jurassique moyen.

Au Mcid-Aïcha, le Toarcien à *Hildoceras bifrons* paraît situé à très peu de mètres au-dessus du Domérien, probablement élevé : des espèces de ce gisement (*H. sublevisoni*, *Dactylioceras attenuatum*) peuvent d'ailleurs témoigner de l'existence dans ce chaînon du Toarcien inférieur.

Dans l'E de la chaîne numidique, le Toarcien n'est représenté probablement qu'en un seul point, au Kef Sebargoud, entre le Domérien et l'Aalénien. Il serait constitué par des calcaires marneux et marnes. Partout ailleurs, l'existence du Lias supérieur est douteuse, car les calcaires à silex noirs qui actuellement couronnent la série liasique sont peut-être uniquement domériens (?).

Les rapports exacts du Lias supérieur avec le Domérien dans la chaîne numidique sont encore assez obscurs. On peut admettre dans quelques cas (Sidi-Marouf, Moul-ed-Demamene, Mcid-Aïcha?) un passage graduel Domérien supérieur-Toarcien inférieur, sans modification sensible de faciès.

Mais, plus haut, les faciès changent nettement, devenant à la fois plus marneux et plus détritiques. D'autre part, les intercalations de silex, si fréquentes au Domérien, paraissent avoir totalement disparu.

En l'absence de faunes suffisantes, on n'est pas certain de la présence de la totalité du Lias. On ne peut non plus affirmer avec certitude l'existence d'une lacune à un quelconque niveau : aucun hard-ground ni aucun vrai poudingue ne nous est apparu.

Il est néanmoins curieux que les affleurements jurassiques sérieusement étudiés dans les domaines les plus proches présentent, vers la base du Toarcien, une interruption de la sédimentation. Au S de Tunis, au Dj. Zaghouan, G. Castany (1951, p. 70) a mis en évidence un véritable hard-ground entre le Domérien et le Toarcien moyen-supérieur. Le même phénomène se retrouve dans les monts du Hodna, au Bou-Taleb (BERTANEU, 1952, p. 44-47) et, semble-t-il, au N et à l'E de là (GLAÇON, 1952, pl. II), où même l'existence du Domérien semble parfois douteuse, si l'on se base sur les faciès. Beaucoup plus près de nous, un niveau de poudingues, parfois très puissant (0 à 100 m) a été mis en évidence par A. Lambert, à peu près dans la même position stratigraphique, au Dj. Brek près de Mansouria : il comporte des éléments remaniés arrachés au Trias et au Lias.

Dans la chaîne numidique, de tels épisodes d'érosion ou de non-sédimentation n'ont pas été décelés. On peut seulement voir leur répercussion dans le changement brutal de sédimentation qui s'effectue un peu après le début des temps toarciens.

Les rapports du Lias supérieur avec le Dogger seront examinés plus loin. Il paraît y avoir continuité totale sans changement de faciès.

5. — CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Le Nord-Constantinois semble avoir présenté au cours du Lias des traits paléogéographiques à peu près permanents. Nous sommes en particulier amené à y supposer l'existence d'une zone émergée notable (fig. 39).

En effet, au front sud-ouest et sud de la Petite Kabylie, le Flysch tithonique ou crétacé est au contact direct du Cristallophyllien. Tant dans les régions où ce contact est normal que dans celles où une surface de chevauchement sépare le Métamorphique kabyle du Flysch plus méridional, on ne voit nulle part de Lias coïncé entre eux. Ce fait s'observe depuis Texenna, à l'W, jusqu'au-delà de Fedj-el-Mekta, à l'E.

Il est difficile d'admettre que le Lias a constitué des dépôts dans cette zone et que les érosions anté-tithoniques ou anté-crétacées, selon les points, en ont enlevé l'absolue totalité. En tout cas les débris de tels dépôts ne sont nulle part observables, en particulier dans le Flysch crétacé de bordure.

Nous sommes donc amené à supposer une absence originelle de dépôts liasiques dans la zone Texenna-Fedj el Mekta, à l'actuelle bordure du massif ancien. Il est permis de l'expliquer par une émergence.

L'hypothèse du charriage de cette zone émergée vers le S, avec un déplacement de quelques dizaines de kilomètres, explique aisément son actuel voisinage avec les massifs liasiques de la chaîne numidique. Ceux-ci n'ont pas subi de déplacements notables lors de la tectonique tertiaire, et correspondent à une partie du domaine originellement occupé par la mer liasique. On doit donc reporter les régions alors émergées à quelque 20 ou 30 km plus au N.

L'emplacement précis des rivages des mers liasiques reste donc inconnu, car ils se situent, dans notre hypothèse, *sous* l'actuel massif ancien. Mais, au SE de la Petite Kabylie, c'est-à-dire dans la partie orientale de la chaîne numidique, des indices du voisinage d'une zone émergée sont assez nets : galets à matériel paléozoïque à la base du Lias ; réduction de celui-ci à ses termes supérieurs ; réduction de l'épaisseur de ces derniers ; faciès plus franchement détritiques. Il paraît donc possible d'envisager que le rivage de la zone émergée ait été situé à une assez faible distance au N de l'actuelle ligne Toumiets d'El Kantour-Kef Sebgoud, compte tenu du déplacement vers le S occasionné par les plissements et écaillages variés de ce secteur de la chaîne.

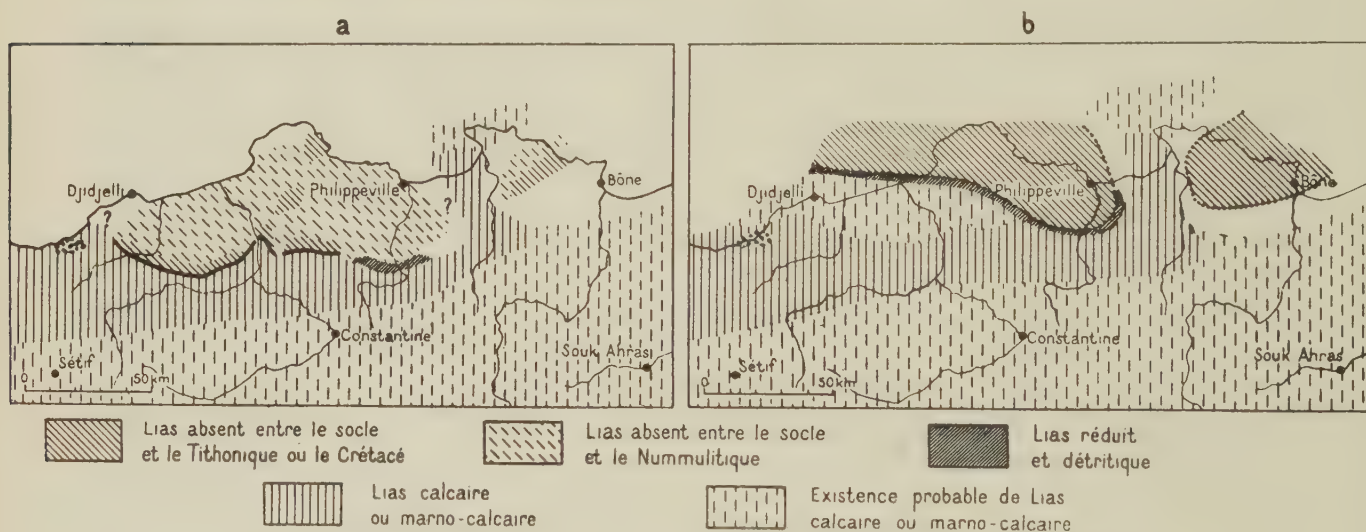


FIG. 39. — Répartition des zones de sédimentation du Lias (en grande partie théorique)
a, état actuel des affleurements; b, état initial avant charriages. En trait fort (a), front kabyle.
En ponctué fort (b), limites des dépôts liasiques (rivages?).

Jusqu'où peut-on envisager au N, à l'E et à l'W, l'extension de cette zone émergée au Lias? Au N, en Kabylie de Collo, les récentes recherches de J. Hilly (in BOLFA, ..., 1952, p. 18) ont mis en évidence la présence de Crétacé supérieur marneux. Nulle trace de Jurassique, remanié ou non, ne semblant s'observer au voisinage, on est fondé à penser que ce Sénonien a été directement transgressif sur le Cristallophyllien, comme c'est le cas, à peine plus au S, autour d'Aïn-Kechera (p. 307).

A l'E de la Petite Kabylie, la question paraît plus claire. Il y a, au Dj. Rhedir, au S de Philippeville, des indices de dépôts liasiques épais, témoins d'une mer franchement ouverte aux influences alpines dès l'aurore du Lias. De plus, dans l'ensellement des Senhadja, on connaît depuis longtemps

d'importants témoins calcaires, probablement liasiques, en particulier au Dj. Safia. Enfin, vers le Cap de Fer, au N de là, d'abondants débris de calcaires, supposés du même âge, sont repris dans la sédimentation du Néonummulitique à « faciès kabyle » (HILLY, *op. cit.*, 1952, p. 80-82). A l'E de ces trois secteurs (Cap de Fer, Safia et zone voisine, Rhedir et E de la chaîne numidique), J. Hilly suppose avec justesse que, au Lias, l'actuel Dj. Edough était émergé, car le Sénonien, au N et à l'W, surmonte directement le Cristallophyllien. Cette zone émergée de l'Edough était donc, à l'W, pour ce qui en est actuellement visible, séparée de notre zone émergée de Petite Kabylie.

A l'W, cette dernière ne devait pas avoir de relations avec une éventuelle zone émergée de Grande Kabylie, dont les travaux récents poussent à admettre l'existence au N du Djurdjura (FLANDRIN, 1952). En effet, au NW de Bougie, le Lias existe, franchement marin.

On ignore tout des rapports qu'ont pu présenter ces trois amygdales, que l'on a le droit d'envisager émergées, avec les *territoires situés plus au N, en particulier avec la Sardaigne*, dont on admet l'émergence totale au Lias. Ces trois amygdales kabyles représentent-elles les simples avancées d'un continent dont la Sardaigne aurait formé le cœur? Ou faut-il y voir trois îles, séparées de la zone émergée sarde par un sillon dit méditerranéen? On ne peut conclure avec certitude, mais cette seconde hypothèse semble plus vraisemblable.

En effet, un fait est certain. C'est la faiblesse des apports détritiques pouvant provenir de ces régions émergées et ayant alimenté au Lias la sédimentation marine, plus au S. Un continent, ou même une très grande île, n'aurait pas manqué de subir une certaine érosion, et les apports fluviatiles risqueraient d'être sensibles. Or, dans la chaîne numidique, les minuscules grains de quartz ou les micas flottés, assez abondants à certains niveaux du Lias, permettent d'exclure une telle érosion d'un territoire étendu, de tels matériaux, si fins, pouvant provenir de domaines plus lointains.

Plutôt que d'une véritable île, nous imaginerions plus volontiers un domaine émergé dépassant de peu le niveau marin et isolé de toutes parts. *L'Algérie du Nord aurait ainsi montré, au Lias, un chapelet de trois aîrés insulaires, survivance du territoire émergé depuis le Carbonifère et préfiguration de l'actuel bourrelet liminaire.*

Telle est la mise en place générale de notre région. Nous allons maintenant examiner le domaine marin du Lias dans le Nord-Constantinois, et les influences qu'il a subies, tant dans ses faciès que dans ses faunes, à partir des domaines voisins de la Méditerranée occidentale.

A. INFRALIAS

Les documents que nous possédons sont encore bien réduits. Rappelons toutefois l'étroite localisation au S d'El Milia des quelques secteurs où les marnes et calcaires en plaquettes rhétiens comme les dolomies « hettangiennes » sont observables avec certitude. Plus à l'E, jusqu'à l'O. Safsaf, rien ne peut nous guider encore.

Une constatation bien banale est l'homologie des faciès de l'Infralias dans la plus grande partie de la Méditerranée occidentale (Rif exclu), et le changement brutal du régime sédimentaire entre le Trias, à dominante détritique et « lagunaire », et le Lias, à dominante calcaire et franchement marin.

La richesse de l'Infralias en niveaux magnésiens, apparemment originels, coïncide curieusement avec la généralité du caractère transgressif de la base du Lias.

Les dépôts rhétiens et hettangiens au S d'El Milia ont vraisemblablement des rapports assez étroits avec les régions plus occidentales, plus précisément avec le Djurdjura, où l'Infralias, daté, est épais et franchement marin.

Les relations du Nord-Constantinois avec le sillon de la mer alpine, intéressant le NW de la Sicile, sont encore mal connues. Nous estimons cependant que la base des calcaires massifs ivoirins du

Dj. Rhedir doit être rattachée à l'Infralias. Ce faciès est comparable à celui des dolomies massives des environs de Palerme. Ainsi les influences alpines ont pu se faire sentir en Berbérie orientale dès l'aurore du Lias, mais dans un secteur bien limité.

B. « LIAS INFÉRIEUR »

Sous ce terme, nous groupons Sinémurien, Lotharingien et Pliensbachien (pour sa presque totalité). La zone occidentale de la chaîne numidique présente à ce moment-là des faciès uniformes. Il s'agit de calcaires compacts, souvent massifs, parfois lités, qui permettent d'évoquer une mer assez peu profonde. On notera en ce sens la richesse en formations oolitiques, l'existence d'organismes constructeurs, et, parmi eux, la présence de formes (Algues) n'ayant pu vivre que sous une tranche d'eau insuffisante pour arrêter la lumière. La faune comporte aussi fréquemment des Brachiopodes, mais pratiquement jamais d'Ammonites.

Ce faciès du Lias inférieur est connu dans de nombreuses contrées de l'Algérie-Tunisie. Dans les régions telliennes de Berbérie orientale, ces calcaires compacts semblent posséder des puissances toujours comparables : de l'ordre de 300 m dans les monts du Hodna (d'après GLAÇON, 1952, pl. II; et BERTRANEU, 1952), de 150 à 450 m dans le Djurdjura (FLANDRIN, 1952, pl. 1), de l'ordre de 200 m dans l'Atlas littoral algérois (GLANGEAUD, 1932, p. 127), plus de 300 m dans le massif culminant de l'Ouarsenis (CALEMBERT, 1952, p. 16). Sauf en Tunisie nord-orientale, où Castany (1951) attribue 800 m d'épaisseur au Lias calcaire, tous ces chiffres sont comparables aux nôtres (200 à 400 m), évalués dans l'W de la chaîne numidique¹. Cela entraîne, pour le Lias inférieur, une uniformisation, non seulement de la profondeur et par là des faciès, mais aussi de la subsidence, partout comparable.

Il paraît par suite inexact de supposer que les calcaires compacts de la chaîne numidique se sont déposés sur une ligne de hauts-fonds affectés d'une subsidence constante, alors que latéralement, au N et peut-être au S, et en particulier sur « tout le vieux massif hercynien de Philippeville », auraient pu s'accumuler, au Lias, des formations plus marneuses (DELEAU, 1938, p. 521 et 528-534). Dans d'autres régions d'Afrique du Nord, particulièrement à l'Ouarsenis, L. Calémbert a envisagé, à une époque, un passage latéral des calcaires massifs du Lias à des formations marneuses; ces dernières n'avaient pu être mises en évidence. L'opposition de ces faciès aurait pu expliquer, par la réaction différente aux efforts tectoniques, la structure extraordinaire de ce dernier massif. A cette époque, une comparaison avait été proposée entre le Lias de l'Ouarsenis et celui de la chaîne numidique, au point de vue des passages de faciès : calcaires compacts-marne. Il ne paraît pas que le Nord-Constantinois soit bien probant sous ce rapport.

Nous allons examiner successivement les faunes du Lias inférieur dans l'W, au centre, puis à l'E de la chaîne numidique.

DANS L'OUEST, les calcaires compacts que nous venons de décrire sont pauvres en représentants de groupes fauniques intéressants au point de vue paléogéographique. Nous en sommes réduits aux seuls Brachiopodes; et encore ceux-ci n'apparaissent-ils qu'en des gîtes espacés et à des niveaux mal définis, ce qui rend difficilement utilisable le terme de « Lias à faciès à Brachiopodes » jadis employé (DARESTE, 1928) pour les calcaires compacts. Nos deux associations fauniques datent du Lotharingien, et sont totalement différentes l'une de l'autre.

La plus septentrionale (Taskif) montre des Zeilleries très ubiquistes, avec des espèces (telle *Z. perforata*) du faciès celto-souabe et d'autres (comme celles se rapprochant du type de *Z. quiaoensis*) connues du Portugal, d'autres Brachiopodes enfin (tel *Rhynchonella lua*) qui se trouvent dans le Lias inférieur de Taormina, et en général des régions méditerranéennes.

La deuxième association faunique, celle du Kef Azrou, a un caractère beaucoup plus franchement méditerranéen, marocain même, pourrait-on préciser. Mettons à part *Terebratula mediterranea*,

1. Rappelons que le « Lias inférieur » des Baléares (Majorque, Minorque) montre lui aussi quelque 300 m de calcaires plus ou moins dolomitiques (COLOM, 1947, p. 8 et 11), n'ayant jamais fourni de faunes déterminables, il est vrai.

répandue dans toute la Méditerranée occidentale. Outre cette espèce, on rencontre à Taormina : *Zeilleria polymorpha*, *Rhynchonella curviceps* QUENST. in DI STEF., *Rh. jonica*. L'intérêt de cette faune du Kef Azrou est surtout de montrer des Térébratules (*T. mediterranea*) et des Zeilleries multiplissées (*Z. polymorpha*, *Z. tenuiplicata*) si abondantes au Maroc (DUBAR, 1942) et présentes aussi à Gibraltar; mais on ne connaissait pas de jalons entre la région d'Oujda et la Sicile pour de telles formes. Il est probable qu'une étude soigneuse des secteurs intermédiaires fera retrouver là des représentants de ces faunes méditerranéennes chaudes. Pour ce qui est de la Spiriférine du même gisement d'Azrou (*Sp. moeschi*), elle a été signalée du Haut-Atlas de Marrakech et aussi de Ghar-Rhouban.

AU CENTRE DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE, entre le Sidi-Dris et le Kef Sebgoud, le « Lias inférieur » n'est pas daté avec certitude. On peut cependant rapporter au Pliensbachien (?) la faune de Brachiopodes des calcaires encrinétiques du Dj. bou-Aded. Certains noms d'espèces sont basés sur des formes lotharingiennes du Hierlatz comme l'a fait remarquer Deleau (1938 c, p. 77) mais les fossiles du Bou-Aded (*Zeill. engelhardti*, *Rh. gr. fraasi*) ne leur sont pas identiques, il est vrai. Le reste de la faune, qui date bien le Lias moyen, montre des influences pour une part alpines, mais plus spécialement siciliennes. Citons, parmi ces dernières espèces : *Glossothyris aspasia* var. *myrto*, *Rhynchonella flabellum* (?), *Rh. glycinna*, *Rh. cf. ptinoides*, *Rh. cf. scherina* (?). Quant à la Spiriférine (*Sp. gr. rostrata*), c'est une espèce très ubiquiste, fréquente dans le Lias moyen d'Europe et d'Afrique du Nord.

En résumé, la faune du Bou-Aded a un caractère nettement alpin, évoquant les associations des Alpes autrichiennes et surtout celles de Sicile. Ces caractères sont identiques à ceux de niveaux plus anciens du Dj. Rhedir et annoncent ceux de la faune légèrement plus récente de Guelma (DARESTE, 1920).

Dans ce secteur central de la chaîne numidique, des indices de la proximité de terres émergées apparaissent, au Lias inférieur. C'est, au Kef Msouna et au Sebgoud, l'existence de formations à galets de Cristallophyllien à la base du Lias. C'est la réduction des calcaires dolomitiques ou des calcaires compacts attribués à ce dernier : sensible au Bou-Aded, où le Pliensbachien repose sur le socle ancien, elle l'est plus encore aux Tourniets, où les calcaires à silex du Domérien (?) viennent directement sur le Cristallophyllien.

VERS L'EXTRÉMITÉ ORIENTALE DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE, les conditions de dépôt du Lias inférieur sont très différentes de ce que nous avons vu à l'W. Au Dj. Rhedir, on a des dépôts calcaires d'âge varié, dont les faciès et les faunes sont très spéciaux. Des calcaires encrinétiques montrent une faune de Brachiopodes typiques du Lotharingien du Hierlatz, en particulier *Glossothyris nimbata*. Des dalles de calcaires violacés ou roses montrent des *Arnioceras*, d'un niveau probablement sinémurien. Des poudingues, des brèches et des calcaires lités sont riches en Rhynchonellines. A de nombreuses reprises, on note l'arrivée d'essaims de Radiolaires¹. Ce fait seul évoque une mer largement ouverte, tandis que, plus à l'W, il n'y a plus trace d'apports planctoniques. Les influences alpines et siciliennes sont ainsi flagrantes.

Les Ammonites (*Arnioceras*) sont, il est vrai, ubiquistes et répandues tant en Europe occidentale que dans le domaine italien. On peut néanmoins remarquer leur absence, au moins apparente, dans les calcaires compacts blancs si fréquents dans le Lias inférieur de la chaîne numidique. D'autre part leur présence au Rhedir est liée à des faciès de calcaires lités, violacés, à filets d'hématite. Dans le Djurdjura, ce sont aussi « des couches rougeâtres » qui renferment des formes lotharingiennes

1. C'est aussi le cas dans les calcaires à Rhynchonellines du Rif, nous avons pu nous en assurer.

analogues (FLANDRIN, 1952, p. 15). Dans le Rif, des *Arnioceras* à cachet sicilien proviennent, de même, de calcaires ou de fausses-brèches roses (FALLOT, 1937, p. 357-370).

Les Brachiopodes de l'O. Snaguelt, qui caractérisent le faciès alpin au Lotharingien, sont connus des Alpes autrichiennes (Hierlatz) à l'Italie. Leur influence se fait sentir dans le Haut-Atlas marocain et en certains points des cordillères andalouses. Le gîte du Rhedir en est un intéressant jalon.

Les Rhynchonellines sont encore plus caractéristiques de ce que l'on a nommé le « géosynclinal mésogéen », au Lias inférieur. Leur répartition géographique détaillée est bien connue (DUBAR, 1938). Signalées dans les Alpes autrichiennes, abondantes autour de Palerme, elles n'étaient, plus à l'W, reconnues que dans le Rif. Les deux jalons de Palestro, au SW de la Grande Kabylie, et du Dj. Rhedir, au SE de la Petite Kabylie, indiquent avec certitude des relations libres entre le Rif, la mer alpine et le S du bourrelet des Kabylies.

Les rapports de faciès, de position géographique et d'associations fauniques entre ces trois régions apparaissent remarquables. C'est au S des massifs paléozoïques et près de leur bordure que l'on observe ces faciès calcaires, souvent roses ou violacés, plus ou moins noduleux ou détritiques, où se rencontrent les *Arnioceras*, d'une part, et ces brèches, ces poudingues, ces lumachelles à Rhynchonellines, d'autre part. Ni ces faciès ni ces faunes ne sont, à nos yeux, des indices de mer profonde, notion à laquelle s'opposerait précisément, en tous ces points, la très probable proximité de terres émergées. C'est au contraire à la notion de courants côtiers que nous voudrions faire appel, tant pour expliquer la nature inhabituelle des faunes que les faciès eux-mêmes. Ces courants auraient permis la progression des faunes alpines vers l'W, le long des îles des Kabylies. Il est trop tôt pour établir si ces influences se faisaient par le bord sud de ces massifs, ou si, à partir d'un sillon mésogéen plus septentrional, elles poussaient vers le S, à la faveur de chaque zone d'ennoyage entre les amygdales émergées.

Cette notion de courants entraînant des remaniements sous-marins et porteurs de troubles côtiers peut rendre compte aussi des faciès des calcaires noduleux, des poudingues et des brèches. Une telle cause a été invoquée ailleurs (LAFFITTE, 1939, p. 54-57), à d'autres époques.

C. « LIAS MOYEN »

Sous ce nom, nous entendons le Domérien et, éventuellement, la partie terminale du Pliensbachien.

Les faciès changent alors très brusquement. La coupure lithologique est de première importance, dans la plupart des domaines voisins de la Méditerranée occidentale (Baléares, Djurdjura, Tunisie septentrionale...) et jusque dans bien des régions de l'Europe occidentale (Grands Causses, Quercy...).

Ce changement de faciès est dû à une augmentation considérable des apports argileux et à une diminution sensible, concomitante, de la précipitation calcaire.

Le changement est aussi d'ordre paléontologique. On avait auparavant, au « Lias inférieur », des faciès constamment subrécifaux, avec Algues, Polypiers, Échinodermes, Brachiopodes; les faciès à Céphalopodes étaient localisés et rares. Au « Lias moyen » — et le Lias supérieur ne fera que perpétuer cette tendance — les Ammonites dominent dans tous les gisements. Les Brachiopodes existent encore dans les niveaux les plus bas, mais ils diminuent très nettement à mesure que l'on monte dans la série. Quant aux Échinodermes, leur diminution est aussi sensible. Les Polypiers et surtout les Algues ont pratiquement disparu. Les lavages de marnes ne nous ont jamais donné de Foraminifères, sauf exception.

En même temps prennent de l'ampleur les calcaires à silex, qui paraissent quasi constants dans les niveaux de base du Domérien, alors qu'ils étaient auparavant assez peu répandus. Il est probable que la silice nécessaire à l'élaboration de ces rognons a été, pour une part au moins, empruntée à des organismes siliceux. Il n'y a trace ni de Diatomées, ni de Radiolaires. Par contre les spicules d'Éponges

sont fréquents. Il est logique de lier silex et spicules, comme on l'a fait pour le Lias d'Oranie (LUCAS, 1942, p. 414).

Quelle explication donner à ce changement rapide des faciès et des faunes? On peut invoquer une variation de la profondeur ou un changement de l'hydroclimat.*

On a coutume d'évoquer un approfondissement marin généralisé, le faciès marneux étant, aux yeux de beaucoup d'auteurs, explicitement ou¹ implicitement lié à des conditions de profondeur. Dans le cas du Lias moyen et supérieur, on est même allé jusqu'à parler de « faciès géosynclinaux ».

Un argument sérieux est à retenir en faveur de l'hypothèse d'une augmentation de profondeur. C'est la disparition, à l'approche du Domérien, des Algues calcaires, dans le territoire étudié.

Cet approfondissement devrait être accompagné d'un phénomène de transgression assez général, au moins aussi général que l'est le changement de faciès. Or les transgressions, à la base du Domérien ou au cours de cet étage, sont très locales ou très modestes. Elles peuvent justifier au maximum, dans la chaîne numidique (région des Toumiets), un approfondissement de quelques dizaines de mètres.

Un deuxième facteur peut jouer. C'est un changement climatique, un refroidissement des eaux, qui peut être général, lié à une modification des isothermes, ou bien régional, lié à une variation dans le sens ou dans l'ampleur des courants.

Un tel refroidissement expliquerait à la fois la disparition des faunes antérieures, qu'on a de bonnes raisons, pour certaines au moins, de supposer avoir été liées à des mers chaudes (voir les Zeilléries et Térébratules multiplissées : DUBAR, 1942, p. 31), et la richesse un peu moindre en calcaire, dont ne rendrait pas compte, seul, un approfondissement du fond marin.

Au surplus, on doit remarquer que, pour diverses raisons, nous sommes amené à supposer l'existence d'un rivage des mers du Lias moyen et supérieur, un peu au N et au NE de la région étudiée : donc, par là même, de conditions néritiques. Il est alors permis de s'étonner de ne pas rencontrer, dans cette zone, de faciès subécifaux (à Algues...) qui, à température inchangée, auraient dû s'y perpétuer.

Ainsi on peut penser à un changement accusé de l'hydroclimat, s'ajoutant à un certain approfondissement, par rapport au « Lias inférieur ».

L'influence alpine, déjà nette pour certaines faunes de Brachiopodes du Lotharingien et du Pliensbachien, s'accuse nettement au Domérien.

Il ne semble pas que l'on puisse cependant tirer parti en ce sens des *Tropidoceras* du Pliensbachien du Marouf, ni des *Atractites* connus en divers gisements domériens. Ce sont des formes ubiquistes, dont on peut tout au plus rappeler l'abondance dans les mers alpines. En particulier les *Atractites* ne sont pas nécessairement liés aux approches des mers alpines, comme pourrait le faire croire leur présence dans le Djurdjura et dans la chaîne numidique. En effet, A. Cornet vient d'en signaler dans l'Atlas saharien d'Oranie.

A la limite du Pliensbachien et du Domérien, on notera la relative fréquence des *Glossothyris*, si répandus dans le domaine alpin. Ces Brachiopodes sont fréquents à ce niveau dans les secteurs les plus variés de la Berbérie orientale, en particulier dans les monts du Hodna (*Gl. adnethensis*).

Le Domérien inférieur du Kef Sebargoud montre une faune dont la plupart des représentants sont bien connus en Italie, mais qui sont par ailleurs très largement répandus dans l'ensemble de la Méditerranée occidentale et de ses abords : tant les *Rhacophyllites* (*Juraphyllites*) que les *Protogrammoceras*, les *Fuciniceras* ou les *Seguenziceras*. Les mêmes associations sont décrites jusque dans le Haut-Atlas, le golfe des Grands Causses, les Alpes autrichiennes, etc...

Le Domérien moyen franc est pauvre en fossiles, dans le Nord-Constantinois. Les seuls qui lui soient vraiment attribuables sont des *Seguenziceras* gr. *algovianum*, forme qui possède un cachet surtout alpin, en dépit de sa grande dispersion.

Le Domérien supérieur du Sidi-Marouf, passant à Toarcien, témoigne aussi d'un caractère méridional, tant par ses *Dactylioceras*, définis dans le domaine italien, que par ses *Lioceratoides*.

Un cas particulier est à signaler au Mcid-Aïcha, où l'on trouve une faune à caractères subréci-faux très nets, qui impliquent l'existence de hauts-fonds dans la mer à Ammonites. La comparaison avec les lentilles récifales d'Amellago (DUBAR, 1948, p. 24) peut être faite. La présence de tels faciès dans le Domérien de la chaîne numidique pourrait faire douter à la fois de l'approfondissement marin comme du refroidissement de l'hydroclimat. On peut penser que le premier facteur jouait de manière limitée, tandis que le second était à la merci de changements temporaires dans le régime d'apport des eaux froides.

Le Domérien supérieur du Moul-ed-Demamene présente des caractères intéressants à souligner. Le cachet alpin y est net, tant par la grande quantité des formes lisses (*Rhacophyllites* et *Phylloceras*), abondance spécifique de la zone alpine, que par les *Lioceratoides* et les *Glossothyris*, rares il est vrai.

Mais il se mêle à ces formes des *Paltopleuroceras* dont on sait qu'ils constituent, dans l'aire continentale de l'Europe de l'W (bassin anglo-parisien, Souabe, etc.), un élément essentiel ou important de la faune d'Ammonites du Domérien, particulièrement du Domérien supérieur. On sait aussi que les Amalthéidés sont peu nombreux dans les faciès alpins : ils sont surtout rares dans les régions plus méridionales. On ne les a pas encore notés avec certitude dans les Alpides espagnoles, tandis que leur présence a été signalée par Fucini à Taormina.

En Afrique du Nord, leur répartition actuellement connue est la suivante. Au Maroc, les Amalthéidés sont relativement fréquents dans le Moyen-Atlas et dans les zones rifaine et pré-rifaine; de même dans le « pays des Horsts » jusqu'aux confins algéro-marocains. En Oranie, où ils sont assez répandus, on les connaît depuis Gentil (voir LUCAS, 1942). Dans l'Algérie plus orientale, les Amalthéidés sont des raretés. Signalons d'éventuels *Amaltheus* (?) entre Tipasa et Cherchel (GLANGEAUD, 1932, p. 113) et l'*A. spinatus* que Brossard aurait recueilli dans les Babors (in : JACOB et FICHEUR, 1904). F. Ehrmann (1954, p. 143) confirme leur existence dans ce dernier domaine.

La présence de *Paltopleuroceras*, relativement nombreux et assez variés, dans le Domérien supérieur du Moul-ed-Demamene est donc intéressante à souligner. Il s'ensuit que ces formes ne sont pas nécessairement liées au voisinage des aires continentales (LUCAS, 1942, p. 183).

Ainsi nos faunes du Moul-ed-Demamene présentent un mélange de formes alpines et de formes de l'Europe de l'W. Un fait analogue est bien connu dans le Domérien du golfe des Grands Causses (Monestier) comme de l'Apennin ligure (Fucini).

D. « LIAS SUPÉRIEUR »

Les faciès subissent une modification sensible après le Domérien. On note alors une augmentation des apports détritiques qui tendent à s'accroître quand on va vers le N, du Mcid-Aïcha au Moul-ed-Demamene en passant par le Sidi-Marouf, à mesure qu'on se rapproche de la zone émergée septentrionale.

On doit noter la disparition du faciès « calcaires à silex », au moins au Toarcien. Elle semble assez générale en Berbérie orientale, où ces formations sont signalées au Domérien (Djurdjura, chaîne numidique, Atlas tunisien oriental) ou au Lias terminal passant à Dogger (Atlas tunisien oriental, monts du Hodna, Ouarsenis, Dj. Nador, etc.). Par contre la plus grande partie du Toarcien semble en général dénuée de tels faciès, donc pauvre en Spongiaires siliceux, si l'on en croit G. Lucas (1942).

Outre ce fait, il convient encore de souligner que, au Toarcien, les carbonates deviennent moins abondants, tandis que la sédimentation argileuse s'accroît.

Il n'est pas exclu qu'il faille chercher la cause de ce changement dans un refroidissement général

des eaux marines, déjà évoqué ailleurs (DUBAR, 1948, p. 23), peut-être amorcé, dans nos régions, au cours du Domérien.

Seule une cause aussi générale expliquerait l'uniformisation des faciès du Lias supérieur dans presque toute la Méditerranée occidentale. Elle s'accompagne d'un renouvellement général des faunes, bien classique. Au Lias supérieur, peu d'espèces sont spécifiques du sillon alpin-méditerranéen ou des domaines épicontinentaux plus au NW.

La plupart des Ammonites du Toarcien et de l'Aalénien de la chaîne numidique sont en effet ubiquistes. Notons seulement que nos Harpocératidés toarciens ont été tous signalés dans le Djurdjura (FLANDRIN, 1952). Par contre, le faciès « ammonitico rosso », si fréquent en ce dernier secteur (et dans bien d'autres régions de la Berbérie), nous est totalement inconnu dans l'ensemble de la chaîne numidique, tant au Toarcien qu'au Domérien.

Les influences alpines franches ne sont guère traduites que par l'abondance des *Phylloceras* dans la faune toarcienne, remaniée, de l'O. Itera; et par l'existence, au Meid-Aïcha, de petits Brachiopodes lisses, fréquents en Sicile à la même époque, et particulièrement de *Glossothyris* (*Gl. cf. nepos*).

En conclusion à cet essai de paléogéographie du Lias dans le Nord-Constantinois, il n'est pas inutile de rappeler la totale ignorance dans laquelle nous restons des dépôts de cet âge dans la portion médiane de l'Est algérien, entre, au N, la bordure de la Petite Kabylie, et, 80 km plus au S, les monts du Hodna et de Batna, comme aussi dans la zone située entre Guelma et la Tunisie.

6. — REMARQUES PALÉONTOLOGIQUES

Un certain nombre de fossiles liasiques de l'Ouest de la chaîne numidique vont donner lieu à un commentaire paléontologique, établi sous le contrôle de M. G. Dubar.

Pour les formes de l'Est de la chaîne recueillies au cours de nos investigations, de tels commentaires trouveront place ailleurs. Rappelons que les récoltes de P. Deleau ont été accompagnées de précieuses descriptions auxquelles il sera utile de se rapporter (DELEAU, 1938 c, p. 91-102).

La plupart des références bibliographiques de ce paragraphe seront sommaires. Comme il s'agit d'ouvrages pour la plupart classiques, nous prions le lecteur de se reporter aux traités généraux donnant le détail de telles bibliographies : en particulier, pour les Ammonites, l'« essai de Genera » de F. Roman (1938).

CRINOÏDES

Pentacrinus gr. *basaltiformis* MILLER : Domérien élevé, Meid-Aïcha. Voir Quenstedt (Der Jura, 1858, p. 24, fig. 20-23).

BRACHIOPODES

Rhynchonella lua DI STEF. : Lotharingien, Taskif. Voir Di Stefano (Lias inferiore Taormina, 1886, pl. II, fig. 21).

Rhynchonella calcicosta QUENST. : Lotharingien, Kef Azrou. Voir Quenstedt (Brachiopoden, 1872, pl. 37, fig. 85).

Rhynchonella curviceps QUENST. in DI STEF. : Lotharingien, Kef Azrou. Voir Di Stefano (Taormina, 1886, pl. II, fig. 27). La forme de Di Stefano est différente, de forme et d'âge, de celle de Quenstedt.

Rhynchonella jonica DI STEF. : Lotharingien, Kef Azrou. Voir Di Stefano (id., pl. II, fig. 18).

Rhynchonella scherina GEMM.? : Domérien basal, Sidi-Mansour. Noter la forte ornementation de notre spécimen. Un autre exemplaire (*Rh. cf. scherina* GEMM.) possède au contraire une ornementation faible : voir la figuration dans O. Haas (Ballino, 1912-1914, pl. XIX = I du mém., fig. 15).

Spiriferina cf. *moeschi* H. HAAS : Lotharingien, Kef Azrou. Voir dans H. Haas (Brach. Alpes vaudoises, Mém. Soc. Pal. Suisse, t. XVIII; pl. 11, fig. 1-2). Notre forme, très abondante, possède une ligne cardinale un peu plus rectiligne que l'espèce figurée par Haas. Elle présente de nettes analogies avec la forme figurée par Corroy (*Spiriferidés*, 1927,

pl. III, fig. 9-12) sous le nom de *Spiriferina tumida* V. BUCH var. *ascendens* E. DESL. Mais la vraie *Sp. ascendens* de Deslongchamps est très différente de cette dernière forme : elle est plus étroite et beaucoup plus haute que celle-ci.

« *Glossothyris* » *erbaensis* SUESS : Lias remanié, O. Itera. Voir Meneghini (Calcaire ammonitique, 1867-1881, pl. 29, fig. 4-8).

Glossothyris adnethensis SUESS in BÖSE : Domérien basal, Sidi-Mansour. Voir Böse (Mittellias Brach.-Faune östl. N-Alpen, 1897, Palaeontographica, t. 44, pl. XI, fig. 1-4). Nos exemplaires sont nombreux et très grands.

Glossothyris cf. *nepos* CAN. : Toarcien moyen, crête du Meid-Aïcha. Voir Parona et Canavari (Brach. oolit. Italia sett., Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 1883, vol. 5, fasc. 2, pl. 10, fig. 1-3). Notre exemplaire montre un contour frontal plus convexe que le type. Largeur = longueur = 6,5 mm.

Zeilleria gr. *perforata* PIETTE : Lotharingien, Taskif. Il s'agit d'une variété nouvelle de *Z. perforata* PIETTE ? in DAVIDSON (British Brach., Supplements, 1874-1882, pl. XXIV, fig. 1, 2, 4). La valve ventrale de nos exemplaires montre un net sinus du côté antérieur. Dans la figuration de Greco (Lias inf. Rossano Calabro, 1894, pl. IV, fig. 1), le sinus est beaucoup plus large.

Zeilleria gr. *mutabilis* OPP. : Lotharingien, Taskif. Nouvelle variété de *Z. mutabilis*. Voir Geyer (Brach. Hierlatz, 1889, pl. II, fig. 31-32); dans nos exemplaires, le crochet est plus allongé; le sinus ventral postérieur, plus ou moins large, est net à partir du milieu de la coquille.

Zeilleria aff. *quiaosensis* CHOFF. : Lotharingien, Taskif. Nos exemplaires sont à mi-chemin de *Z. perforata* PIETTE (voir plus haut) et de *Z. indentata* SOW. var. *quiaosensis*. Voir CHOFFAT (Faune portug., 1947, pl. XVII, fig. 1-2). Mais nos formes sont plus petites et leur crochet est assez fortement recourbé.

Zeilleria aff. *subcornuta* QUENST. in E. DESL. : Lotharingien, Taskif. Forme de Quenstedt in fig. Deslongchamps (Paléont. franç., Brach., 1862-1884, pl. 20, fig. 1-2), teste Rollier (Syn. Spirobranches, 1918-1920, p. 294 et 378).

Zeilleria polymorpha SEG. in DI STEF. : Lotharingien, Kef Azrou. Nos exemplaires sont voisins de ceux représentés par Di Stefano (Taormina, 1886, pl. II, fig. 49), mais ici les côtes s'approchent très près du crochet.

LAMELLIBRANCHES

Aequipecten priscus SCHLOT. : Lotharingien, Taskif. Voir Goldfuss : Petref. Germaniae, 1862-1863, pl. 89, fig. 5.

CÉPHALOPODES

Rhacophyllites (*Juraphyllites*) *stella* SOW. ? : Domérien basal, Sidi-Mansour. Voir Fucini (Monte Cetona, 1901-1905, pl. XII du mém., fig. 4).

Phylloceras boeckhi PRINZ : Toarcien remanié, O. Itera. Voir Negri (Revis. Amm. Lombardia, [I], 1936, pl. III du mém., fig. 9).

Phylloceras capitanei CAT. ? : Toarcien remanié, O. Itera. Voir Negri (id. [II], 1936, pl. V, fig. 1).

Lytoceras cornucopiae YOUNG et BIRD : Toarcien remanié, O. Itera. On peut hésiter entre plusieurs variétés, toutes figurées par Monestier (Toarcien moyen Aveyron, 1931, pl. VI).

Phylloceras (*Partschiceras*) *partschi* STUR ? : Domérien supérieur, Moul-ed-Demamene (cote 827). Notre exemplaire présente de vagues traces de plis externes. Sa cloison concorde avec le type (voir lobe siphonal et premier lobe latéral), comme aussi sa section.

Phylloceras (*Procliviceras*) *proclive* ROS. : Domérien élevé, Sidi-Marouf. Fragment qui semble appartenir à l'espèce figurée par Fucini (Domer. Taormina, 1920, Paleont. It., vol. XXVI, pl. V = pl. I du mém., fig. 23 a).

Lytoceras aff. *capellinii* BETT. : Domérien supérieur, Moul-ed-Demamene (cote 827). Voir Bettoni (Foss. dom. Brescia, 1900, pl. II, fig. 6); mais le bord ombilical n'a pu être dégagé.

Lytoceras sp. (= *L. loricatum* MENECH. ?) : Domérien supérieur, Moul-ed-Demamene (Kaldoun-Lekhal). Se référer à Meneghini (Medolo, 1881, pl. V, fig. 4) : mais les côtes du type sont beaucoup plus espacées que celles de nos exemplaires et montrent 4 constrictiones par tour. *L. loricatum* dans Haas (Ballino, 1912-1914, pl. I = III, fig. 22) possède des côtes plus serrées que le type de Meneghini, et donc plus comparables à celles de nos petits fragments; mais, par ailleurs, ceux-ci ne semblent pas montrer de constrictiones.

Tropidoceras sp. : Pliensbachien, Sidi-Marouf. Échantillon rongé, où l'ornementation devait être très faible, presque lisse. Pour la cloison, voir Gemmellaro (Strati T. aspasia Galati, 1884, pl. VII, fig. 8).

« *Pseudolioceras* » *hoffmanni* (GEMM.) in FUC. ? : Domérien supérieur, Sidi-Marouf. Harpocératidé dont l'ornementation rappelle celle de « *Pseudolioceras* » *Hoffmanni* GEMM. Voir Fucini (Taormina, III, pl. XIV du mém., fig. 1 type de Gemmellaro, p. 59=83). Mais les côtes sont encore moins visibles au bord ombilical, dans notre exemplaire; dans celui-ci, en outre, la carène est bordée de faibles sillons que n'a pas l'espèce de Gemmellaro. La cloison est invisible.

Lioceratoides gr. *grecoi* FUC. : Domérien supérieur, Moul-ed-Demamene (Kaldoun-Lekhal). Exemplaire de petite taille, analogue à la figuration de *Harpoceratoides grecoi* FUC. in O. HAAS (Ballino, 1912-14, pl. IV = VI, fig. 11-12, non 10).

Lioceratoides sp. : Domérien supérieur, Moul-ed-Demamene (Kaldoun-Lekhal). Exemplaires à rapporter à la figuration de *Harpoceratoides grecoi* FUC. in O. HAAS (id., pl. IV = VI, fig. 10). Manifestement il ne s'agit pas de la même espèce que le vrai *H. grecoi* figuré par O. Haas sur la même planche.

Lioceratoides sp. : Domérien supérieur, Moul-ed-Demamene (exploitation Bou-Djoudoun). Exemple difforme. Les lobes diffèrent de part et d'autre de la région ventrale.

Lioceratoides lorioli BERT. ? : Domérien supérieur, Moul-ed-Demamene (SE Gardjina). Voir Haas (Ballino, 1912-1914, pl. IV, fig. 15).

Cf. *Polyplectus discoides* (D'ORB.) :

1) Toarcien, crête du Mcid-Aïcha. Un exemplaire (d = 3 cm) ayant l'ornementation de *Amm. discoides* D'ORB. (D'Orbigny, Pal. franç., 1840-1842, pl. 115, fig. 3), mais en différant par son grand ombilic et surtout par sa fausse carène.

2) Toarcien remanié, O. Itera. Un grand exemplaire (d = 8 cm) rappelant la forme de d'Orbigny, mais, ici encore, avec une fausse carène.

Grammoceras sp. (Gr. cf. *thouarcense* D'ORB. ?) : Toarcien (supérieur ?), crête du Mcid-Aïcha. La costulation et la section de notre exemplaire sont voisins de ceux de la forme figurée par d'Orbigny.

Seguenziceras aff. *fucinii* DEL CAMP. : Domérien, Sidi-Mansour. Voir *Amm. ruthenensis* MENEGH. : in Meneghini (Medolo, 1881, pl. II, fig. 7) ou in Fucini (Synopsis, 1908, pl. II, fig. 31-32). Mais la costulation est ici très proche de celle de *Hildoceras disputabile* FUC. : voir Fucini (id., pl. II, fig. 34).

Seguenziceras retrorsicosta OPP. in MON. ? : Domérien élevé, Sidi-Marouf. Voir Monestier (Domérien Aveyron, 1934, pl. X, fig. 42-43).

Seguenziceras sp. (parenté avec *S. domarense* MENEGH.) : Domérien supérieur, Moul-ed-Demamene (Bou-Djoudoun). Voir Meneghini (appendice Medolo, 1881, pl. I).

Seguenziceras sp. (*S. gr. macrum* MON. ou *S. gr. magnani* MON.) : Domérien supérieur, Moul-ed-Demamene (Bou-Djoudoun). Voir *S. macrum* dans Monestier (Domérien Aveyron, 1934, pl. VIII, fig. 26, 27, 31). Mais comparer plutôt à « *Grammoceras* » *magnani* MON. (id., pl. VIII, fig. 55 et 58), mais sans pouvoir affirmer l'identité de notre exemplaire à cette espèce.

« *Trinacrioceras* » *canavarii* (GEMM.) : Domérien supérieur, Sidi-Marouf. Notre exemplaire rappelle *Trinacrioceras Canavarii*. Voir Fucini (Taormina, IV, pl. XXXV du mém., fig. 24-26, p. 147 = 157). Il s'en rapproche par le tracé de ses côtes, un peu rétroversées, leur épaissement et leur jonction, au bord ombilical. Sinus net sur les côtés d'une carène peu élevée.

Murleyiceras gr. *schopeni* GEMM. in FUC. ? : Domérien supérieur, Moul-ed-Demamene (SE Gardjina). Voir Fucini (Domer. Taormina, Paleontol. It., vol. XVII, pl. XII = pl. XVII du mém., fig. 5).

Hildoceras sublevisoni FUC. : Toarcien moyen, crête du Mcid-Aïcha. Quatre exemplaires sont typiques; on note l'accentuation nette des sillons ventraux. Voir Merla (*Hildoceratidae*, 1932, pl. VII, fig. 1). Six autres exemplaires (*H. sublevisoni* FUC. var.) ont les côtes fasciées (diamètre : 2 à 4 cm).

Hildoceras quadratum HAUG (*Ammonitengattung Harpoceras*, 1885, p. 58). Voir figuration dans Dumortier (Bassin du Rhône, 1864-1874, 4^e p., pl. XV, fig. 1-2). Diffèrent de *Pseudogrammoceras quadratum* BUCKMAN.

Paltoleuroceras gr. *elaboratum* SIMPS. in BUCKM. : Domérien supérieur, Moul-ed-Demamene (Kaldoun-Lekhal). Voir BUCKMAN (*Yorkshire Type Amm.*, 1910, t. I-III, pl. 22).

Coeloceras sp. : Pliensbachien-Domérien, Sidi-Marouf. Tours internes d'une forme apparentée à *C. pettos* QUENST. Voir v. Hauer (Medolo, 1861, fig. 18-19).

Peronoceras (*Porpoceras*) cf. *subarmatum* YOUNG et BIRD : Toarcien moyen, crête du Mcid-Aïcha. Notre exemplaire est comparable à cette espèce, bien qu'il ne soit pas fibulé.

Dactylioceras polymorphum FUC. : Extrême base du Toarcien, Sidi-Marouf. Voir Fucini (Domer. Taormina, 1920, Paleontol. It., vol. XXVI, pl. 39, fig. 9). Très nombreux exemplaires.

Dactylioceras mirabile FUC. ? : Extrême base du Toarcien, Sidi-Marouf. Voir Fucini (id., pl. 38, fig. 3). Il manque les tours internes, dans notre unique exemplaire : ces tours auraient, dans l'espèce choisie (*D. mirabile*), une ornementation plus forte que dans *D. tauromenense*.

7. — LISTE DES FOSSILES DU LIAS

Cette liste comporte la totalité des fossiles recueillis jusqu'à ce jour dans la chaîne numidique, et dont la garantie d'origine comme la détermination méritent créance.

Elle se compose : 1) des fossiles domériens récoltés par Joleaud et déterminés par Haug (marqués +); 2) des fossiles récoltés par P. Deleau (marqués ★), en partie déterminés sous la direction du chanoine Dubar; 3) de nos propres récoltes (marquées ●), étudiées en totalité par le même paléontologiste.

INFRALIAS (Beni-Haroun)

- *Avicula* (*Pteria*) *contorta* PORTL. ?

SINÉMURIEN-LOTHARINGIEN (Dj. Rhedir)

	O. Maïguen	S Moul-el-Bled	SW Snaguelt	Sidi Mansour
● <i>Apiocrinus amalthei</i> QUENST. (var.?)			+	
● <i>Rhynchonellina</i> (<i>Geyeria</i>) <i>geyeri</i> BITTN.		+		
● <i>Rhynchonellina</i> (<i>Geyeria</i> ?) cf. <i>suessi</i> GEMM.		+		
● <i>Rhynchonellina neumayri</i> CARAP. et SCHOP.		+		
● <i>Rhynchonellina</i> cf. <i>gastonei</i> CARAP. et SCHOP.		+		
● <i>Rhynchonellina</i> aff. <i>brusinae</i> EICH.		+		+
● <i>Rhynchonellina</i> (<i>Sulcirostra</i>) nov. sp. DUBAR		+		
● <i>Rhynchonellina</i> sp.		+	+	+
● <i>Inoceramus</i> sp. (= <i>I. dubius</i> SOW. in ZIET., non GOLDF.?)				+
● <i>Belemnites</i> sp.				+
● <i>Arnioceras</i> sp. (<i>A.</i> cf. <i>italicum</i> FUC.?)	+			
● <i>Arnioceras</i> sp.	+	+		

LOTHARINGIEN

	Dj. Rhedir	Taskif	Kef Azrou
● <i>Rhynchonella alberti</i> OPP.	+		
● <i>Rhynchonella calcicosta</i> QUENST.			+
● <i>Rhynchonella curviceps</i> QUENST. in DI STEF.			+
● <i>Rhynchonella gumbeli</i> OPP.?	+		
● <i>Rhynchonella jonica</i> DI STEF.			+
● <i>Rhynchonella lua</i> DI STEF.		+	
● <i>Rhynchonella olivaensis</i> DI STEF.		+	
● <i>Rhynchonella</i> aff. <i>palmata</i> OPP.	+		
● <i>Rhynchonella</i> sp.	+		
● <i>Spiriferina</i> cf. <i>moeschi</i> H. HAAS			+
● <i>Terebratula</i> gr. <i>mediterranea</i> CAN.			+
● <i>Glossothyris nimbata</i> OPP.	+		
● <i>Zeilleria</i> gr. <i>mutabilis</i> OPP. (nov. var.?)		+	
● <i>Zeilleria</i> gr. <i>perforata</i> PIETTE (nov. var.?)		+	
● <i>Zeilleria</i> aff. <i>quiaosensis</i> CHOFF.		+	
● <i>Zeilleria</i> aff. <i>subcornuta</i> QUENST.		+	
● <i>Zeilleria polymorpha</i> SEG.			+
● <i>Zeilleria</i> gr. <i>tenuiplicata</i> DUBAR			+
● <i>Aequipecten priscus</i> SCHLOT.		+	

PLIENSBAHIEN

	(Dj. bon-Aded	Sidi-Marouf
● <i>Rhynchonella flabellum</i> MENEGH.?	+	
★ <i>Rhynchonella</i> gr. <i>fraasi</i> OPP.	+	
● <i>Rhynchonella glycinna</i> GEMM.	+	
★ <i>Rhynchonella</i> aff. <i>plicatissima</i> QUENST.	+	
● <i>Rhynchonella</i> cf. <i>ptinoides</i> DI STEF.	+	
● <i>Rhynchonella</i> cf. <i>scherina</i> GEMM.?	+	
● <i>Rhynchonella</i> sp. (= <i>Rh.</i> nov. sp. in O. HAAS)	+	
● <i>Spiriferina</i> gr. <i>rostrata</i> SCHLOT.	+	
● <i>Glossothyris aspasia</i> MENEGH. var. <i>myrto</i> MENEGH.	+	
★ <i>Zeilleria engelhardti</i> OPP.	+	
● <i>Zeilleria</i> sp. (= <i>Z. engelhardti</i> OPP.?)	+	
● <i>Belemnites</i> sp.	+	
● <i>Tropidoceras</i> sp.		+

PLIENSBACHIEN-DOMÉRIEN

	Sidi-Mansour	Sidi-Marouf
● <i>Rhynchonella scherina</i> GEMM.?	+	
● <i>Rhynchonella</i> cf. <i>scherina</i>	+	
● <i>Glossothyris adnethensis</i> SUESS in BÜSE	+	
● <i>Glossothyris</i> sp.		+
● <i>Atractites</i> sp.	+	+
● <i>Rhacophyllites stella</i> SOW.?	+	
● <i>Rhacophyllites</i> sp.?	+	
● <i>Phylloceras</i> sp.	+	
● <i>Lytoceras bettonii</i> FUC.		+
● <i>Seguenziceras</i> aff. <i>fucinii</i> DEL CAMP.	+	
● <i>Programmoceras</i> sp.	+	
● <i>Fuciniceras</i> sp.	+	
● <i>Coeloceras</i> sp. (gr. <i>pettos</i> QUENST.?)		+

DOMÉRIEN

	Oued Itera	Sidi-Marouf	Moul-ed-Demamene	Mcid - Aïcha	Bir-Tahar	Kei Sebgoud	Mzara
● <i>Apiocrinus amalthei</i> QUENST.				+			
● <i>Pentacrinus</i> gr. <i>basaltiformis</i> MILLER				+			
● <i>Firmacidaris praecincta</i> LAMBERT				+			
● <i>Rhynchonella serrata</i> SOW.?				+			
● <i>Glossothyris erbaensis</i> SUESS	+		+				
● <i>Glossothyris</i> cf. <i>aspasia</i> MENEGH.			+				
● <i>Glossothyris</i> sp. (ou <i>Aulacothyris</i> sp.)				+			
● <i>Aulacothyris</i> sp.				+			
● <i>Aequipecten semiarticulatus</i> MENEGH.?				+			
★ <i>Pseudamussium hehli</i> D'ORB.						+	
● <i>Discohelix</i> sp.?						+	
● <i>Atractites indunense</i> STOP. in MENEGH.			+				
● <i>Belemnites</i> (<i>Passalothautis</i>) gr. <i>elongatus</i> PHILL.?			+				
★ <i>Belemnites</i> (<i>Hastites</i>) gr. <i>milleri</i> PHILL.						+	
+ <i>Belemnites</i> (<i>Belemnopsis</i>) sp.			+				
● <i>Nautilus</i> sp.		+					
● <i>Rhacophyllites</i> (<i>Juraphyllites</i>) <i>libertus</i> GEMM.			+				
● <i>Rh.</i> (<i>Jur.</i>) cf. <i>libertus</i> GEMM.			+				
★ <i>Rhacophyllites</i> (<i>Juraphyllites</i>) <i>mimatensis</i> (D'ORB.)?						+	
● <i>Rhacophyllites</i> (<i>Juraphyllites</i>) sp.			+			+	
+ ● <i>Phylloceras frondosum</i> (REYN.)			+				
● <i>Phylloceras hebertinum</i> (REYN.)			+				
● <i>Phylloceras oenotrium</i> FUC.?						+	
● <i>Phylloceras</i> cf. <i>spadae</i> MENEGH.			+				
● <i>Phylloceras</i> cf. <i>zetes</i> (D'ORB.) in BETT.			+				
● <i>Phylloceras</i> sp.			+				
● <i>Ph.</i> (<i>Partschiceras</i>) <i>partschi</i> STUR?			+				
● <i>Ph.</i> (<i>Procliviceras</i>) <i>proclive</i> ROS.		+					
● <i>Lytoceras</i> aff. <i>capellinii</i> BETT.			+				
● <i>Lyt.</i> sp. (= <i>L. capellinii</i> BETT.?)			+				
● <i>Lyt.</i> sp. (= <i>L. loricatum</i> MENEGH.?)			+				
★ <i>Lytoceras</i> aff. <i>ovimontanum</i> GEY.						+	
★ ● <i>Lytoceras</i> sp.			+			+	
● <i>Lytoceras</i> sp.?		+					

DOMÉRIEN (suite)

	Oued Itera	Sidi-Marouf	Moul-ed-Demamene	Mcid - Aïcha	Bir-Tahar	Kef Sebgoud	Mzara
★ <i>Lyt. (Derolytoceras) gr. tortum</i> QUENST.						+	
● <i>Lyt. (Fimbriyltoceras) sp.</i>		+					
+ « <i>Cymbites</i> » sp.			+				
● <i>Seguenziceras gr. algovianum</i> OPP.		+					
● <i>Seguenziceras gr. apertum</i> MON.						+	
★ <i>Seguenziceras del campanai</i> FUC.?					+		
● <i>Seguenziceras sp.</i> (cf. <i>S. domarense</i> MENEGH.)			+				
● <i>Seguenziceras gr. macrum</i> MON. ou gr. <i>magnani</i> MON.			+				
★ <i>Seguenziceras retrorsicosta</i> OPP.							+
● <i>Segu. retrorsicosta</i> OPP. in MON.?		+					
★ <i>Seguenziceras sp.</i>						+	
● <i>Seguenziceras sp.</i> ?			+				
● « <i>Trinacrioceras</i> » <i>canavarii</i> (GEMM. in FUC.)		+					
● <i>Emaciatoceras sp.</i> ?			+	+			
● <i>Murleyiceras gr. schopeni</i> GEMM. in FUC.?			+				
● <i>Murleyiceras schopeni</i> GEMM.?			+				
★ <i>Fontanelliceras sp.</i> ?						+	
★ <i>Protogrammoceras celebratum</i> (FUC.)						+	
★ <i>Protogrammoceras gr. exiguum</i> FUC.						+	
★ <i>Protogrammoceras gr. fieldingii</i> (REYN.) ou gr. <i>pseudofieldingii</i> FUC.						+	
★ <i>Protogrammoceras instabile</i> (REYN.)						+	
★ <i>Protogrammoceras cf. normanianum</i> (D'ORB.)?						+	
● <i>Protogrammoceras sp.</i>			+				
● <i>Fuciniceras boscence</i> (REYN.)						+	
★ ● <i>Fuciniceras cornacaldense</i> (TAUSCH)						+	
★ <i>Fuciniceras lavinianum</i> MENEGH.						+	
★ ● <i>Fuciniceras pectinatum</i> (MENEGH.)						+	
● « <i>Pseudolioceras</i> » <i>hoffmanni</i> (GEMM. in FUC.)?						+	
● <i>Lioceratoides gr. grecoi</i> FUC.			+				
● <i>Lioceratoides lorioli</i> BETT.?			+				
● <i>Lioceratoides sp.</i>			+				
● <i>Lioceratoides sp.</i> ?		+					
● <i>Paltoleuroceras costatum</i> QUENST.?			+				
● <i>Paltoleuroceras gr. elaboratum</i> SIMPS. in BUCKM.							
+ <i>Paltoleuroceras spinatum</i> (BRUG.)			+				
● <i>Paltoleuroceras spinatum</i> (BRUG.)?			+				
● <i>Paltoleuroceras gr. spinatum</i> (BRUG.)			+				
● <i>Paltoleuroceras sp.</i>			+				
★ <i>Coeloceras cf. sellae</i> (GEMM.)						+	
● <i>Dactylioceras polymorphum</i> FUC. ¹		+					
● <i>Dactylioceras cf. polymorphum</i> FUC. ¹		+					
● <i>Dactylioceras mirabile</i> FUC. ²¹		+					

1. Formes datant l'extrême base du Toarcien, mais associées, au Sidi-Marouf, à des espèces du Domérien supérieur.

TOARCIEN

	Oued Itera	Mcid - Aicha
● <i>Glossothyris</i> cf. <i>nepos</i> CAN.		+
● <i>Koninckina</i> cf. <i>sicula</i> (GEMM.) ¹		+
● <i>Rhynchonella</i> sp. ²	+	
● <i>Phylloceras</i> <i>boeckhi</i> PRINZ	+	
● <i>Phylloceras</i> <i>capitanei</i> CAT.?	+	
● <i>Lytoceras</i> <i>cornucopiae</i> YOUNG et BIRD	+	
● <i>Phylloceras</i> sp.?		+
● <i>Lytoceras</i> sp.	+	
● <i>Lytoceras</i> sp. ?		+
● <i>Grammoceras</i> cf. <i>thouarcense</i> (D'ORB.)?		+
★ ● <i>Hildoceras</i> <i>bifrons</i> (BRUG.) s.l.		+
● <i>Hildoceras</i> <i>sublevisoni</i> FUC.	+	+
● <i>Hildoceras</i> <i>sublevisoni</i> FUC. var.		+
● <i>Hildoceras</i> <i>quadratum</i> HAUG non BUCKM.	+	
● <i>Hildoceras</i> sp.		+
● Cf. <i>Polyplectus</i> <i>discoides</i> (D'ORB.)	+	+
● <i>Harpoceras</i> sp.		+
★ <i>Coeloceras</i> sp.		+
★ <i>Peronoceras</i> (<i>Porpoceras</i>) <i>beurleni</i> MON.		+
● <i>Peronoceras</i> (<i>Porpoceras</i>) cf. <i>subarmatum</i> YOUNG et BIRD		+
● <i>Dactylioceras</i> <i>attenuatum</i> SIMPS.?		+

AALÉNIEN (Kef Sebargoud)

★ *Tmetoceras* *scissum* BEN. ★ *Pleydellia* sp. ★ *Haplopleuroceras* *mundum* BUCKM.

1. L'espèce est plus ou moins pliensbachienne, en Sicile.
2. Associée aux formes suivantes, mais d'âge indéterminé.

CHAPITRE IX

LE DOGGER ET LE MALM

Nous avons assisté, au cours du Lias, au dépôt d'assises d'abord calcaires, puis de plus en plus marneuses.

Le Lias supérieur passe insensiblement au Dogger. Tous deux sont constitués de niveaux légèrement détritiques. Plus haut, dans le Jurassique supérieur, on rencontre des assises à nouveau plus franchement calcaires.

Le Tithonique est transgressif par rapport aux étages précédents. Ses faciès, de plus en plus détritiques lorsqu'on se déplace vers le N, paraissent en rapport avec la plus ou moins grande proximité de régions émergées plus septentrionales qui, avant le Tithonique, ne paraissent guère avoir nourri de sédimentation clastique.

Bien qu'il soit en général séparé du Néocomien par un épisode orogénique, le Jurassique terminal amorce ainsi nettement l'évolution paléogéographique que nous suivrons au cours du Crétacé.

1. — HISTORIQUE

Le Jurassique moyen et supérieur n'avait pas été reconnu dans la chaîne numidique avant L. Joleaud (1912). Dans sa thèse, cet auteur cite l'Oolithique en trois points, tous situés dans l'W de la chaîne : au flanc SW du Moul-ed-Demamene, au revers méridional du Sidi-Marouf, au Meid-Aïcha.

Sur le versant occidental du Moul-ed-Demamene, le Lias serait recouvert en continuité par un puissant ensemble « de marnes schisteuses, de calcaires schisteux et de grès rougeâtres ou grisâtres ». En réalité, il s'agit d'assises post-jurassiques : les niveaux calcaireux sont, suivant les points, du Néocomien ou du Sénonien datés; les niveaux détritiques appartiennent surtout au Flysch crétacé. Joleaud cite cependant des fossiles jurassiques dans ces formations...

Des *Avicula munsteri* BRONN auraient été ainsi recueillies dans des calcaires en plaquettes situés au SW du Kef bou-Rhaleb : il est très probable que ces Lamellibranches proviennent du rocher de Muschelkalk (?) dominant le sentier de la Mat el-Guitoun. La détermination de Joleaud serait à reprendre sur de nouvelles récoltes. D'autre part, des Ammonites vraisemblablement oxfordiennes (*Phylloceras* aff. *tortisulcatum*, *Perisphinctes* aff. *plicatilis*) sont citées par Joleaud comme provenant des environs d'Ark-el-Bir, où Foulquier les aurait recueillies. Mais, aux environs de ce village, le Jurassique n'existe manifestement pas. Il n'est pas impossible que ces mauvaises Ammonites, qui nécessiteraient un nouvel examen, proviennent du Crétacé inférieur, si leur localisation est exacte. Alors que dans les zones du Moul-ed-Demamene où Joleaud voyait de l'Oolithique, ce dernier n'existe pas, on trouve néanmoins, dans ce massif, du Dogger et du Malm, en des points où cet auteur ne mentionnait que du Lias.

Au Dj. Sidi-Marouf, par contre, c'est à juste titre que Joleaud a rapporté à l'Oolithique les assises visibles au flanc méridional du chaînon :

1. des marno-calcaires schisteux, qui lui auraient livré des *Perisphinctes* « de l'Oolithique moyen »,
2. des marnes schisteuses, des calcaires schisteux et des grès noirâtres (vers Fouïa, ils auraient 200-250 m d'épaisseur) : la base de ce complexe pourrait encore dater de l'Oolithique moyen, mais la plus grande partie serait de l'Oolithique supérieur.

Notons que les *Perisphinctes* de Joleaud viendraient à l'en croire (JOLEAUD, 1912, pl. IV, fig. 1) de niveaux que nous avons datés du Lias. Il est très vraisemblable que ces fossiles, certainement bien déterminés (par Haug), proviennent d'un point assez méridional de l'arête de la cote 906 (à l'W du Marouf), nettement plus

haut dans la série jurassique (voir p. 207). Bien que la stratigraphie de l'Oolithique du Sidi-Marouf, détaillée ci-dessus, soit très sommaire, il n'en reste pas moins que Joleaud a le premier mis en évidence le Malm dans ce chaînon, et par là dans le Nord-Constantinois.

Au Mcid-Aïcha et au Kef Sema, les calcaires gréseux, grès et schistes rougeâtres ou grisâtres, rapportés par Joleaud au Dogger, sont en réalité situés stratigraphiquement sous le Lias. Ce fait, prouvé par M. Dalloni (1920), a été admis par Joleaud (*in* ANONYME, 1924, p. 202).

Dans la région au S d'El Milia, dans notre « écaille de Tissimiran », F. Ehrmann (1928 b) et G. Bétier (1933) découvrirent des niveaux marneux à *Aptychus* pour lesquels ils envisageaient un âge jurassique possible. Il semble qu'il s'agisse de Néocomien inférieur, si nous situons bien leurs observations. De plus, ces auteurs attribuaient au Lias supérieur, dans cette même unité, des calcaires à silex que nous rattachons au Malm.

Au SW de Texenna, au Dj. Zdaki (NE du Dj. el-Kalaa), F. Ehrmann (1946) a indiqué la présence de Jurassique moyen au-dessus du Lias : nous verrons plus loin ce qu'il faut en penser.

Dans la partie orientale de la chaîne numidique (DELEAU, 1938 c, p. 103-105), divers affleurements ont été rapportés au Jurassique moyen : en particulier le Bajocien est connu près d'El-Kantour (ANONYME, 1924, p. 200). Quant au Jurassique supérieur, il n'a été jusqu'à présent caractérisé avec certitude qu'au Kef Sebgoud, où P. Delcau (1938 c, p. 106-108) a découvert une faune kiméridgienne.

2. — DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Le Dogger et le Malm ne s'observent que sur de très petites surfaces et en des points souvent éloignés les uns des autres (fig. 29). Nous examinerons successivement la région de Texenna, le Dj. Sidi-Marouf, le Moul-ed-Demamene (la série jurassique diffère dans chacune des trois unités tectoniques supérieures de ce massif) et enfin l'E de la chaîne numidique.

A. Dogger et Malm de la région de Texenna

Le Dj. Zdaki (*E du Dj. el-Kalaa*) est situé sur la rive S du Djendjene, un peu en dehors de la région étudiée. Au NE du marabout ez-Zdal, on note une série subhorizontale, séparée du Sénonien plus septentrional par une cassure injectée de Trias :

1. calcaires en bancs (60 à 80 m visibles) à lits de silex noirs. Vers le haut, les dalles calcaires augmentent d'épaisseur et les silex diminuent de fréquence.
2. calcaires marneux grisâtres, de patine jaunâtre, et calcaires en minces dalles à cassure claire et silex clairs (10 m au total env.),
3. marno-calcaires bleuâtres (20 m),
4. série marneuse fortement décalcifiée, avec, de loin en loin, des lits discontinus de calcaires à cassure foncée ou de marno-calcaires.

La carte de F. Ehrmann (1946) indique l'âge jurassique de cette série. Les gîtes fossilifères qui y sont portés viennent d'être précisés dans une publication récente (EHRMANN, 1954) : on y cite des Ammonites du Toarcien (niveaux 1 ou 2), du Bajocien (niveaux 2 ou 3), du Callovo-Oxfordien, du Séquanien et du Portlandien (niveau 4). Relevant la coupe de cette montagne, nous avions trouvé vers la base du niveau 4 de mauvaises Ammonites pyriteuses, en particulier des formes rappelant les *Oranicerias* du Jurassique moyen (DURAND DELGA, 1952 d, p. 25). Il s'agit d'une erreur manifeste : retournant sur le gisement, nous venons d'y recueillir de bons exemplaires ne laissant aucun doute sur l'âge valanginien de cet horizon et, partant, sur l'attribution au Crétacé inférieur du niveau 4. Il s'ensuit que seuls les termes 1, 2 et peut-être 3 (?) risquent d'appartenir au Jurassique : à notre sens, les calcaires à silex 1 et 2 peuvent être rapportés au Malm.

D'autre part, aux environs du Dj. Sidi-Mansour, plus exactement à l'E du Kef bou-Hanni, un rocher jurassique est amené au jour, au milieu du Crétacé, par le Trias diapir. On y trouve des calcaires clairs à lits siliceux et des calcaires marneux jaunâtres, les uns et les autres en petits bancs verticaux,

alignés suivant une direction E-W. Il est très vraisemblable qu'il s'agit de Malm, si l'on se base sur le faciès.

Signalons enfin que, dans des microconglomérats du *Flysch crétacé*, on trouve des débris de calcaires que l'on peut rapporter au Jurassique moyen ou supérieur. Ainsi, au NW de la Zaouïa du Djendjene, un échantillon prélevé sur la berge de l'O. Raha a montré un fragment roulé de calcaire à *Trocholina* cf. *elongata* (LEUP.) dont nous allons indiquer la présence dans le Dogger du Moul-ed-Demamene et dans le Malm du Sidi-Marouf.

B. Dogger et Malm du Djebel Sidi-Marouf

Entre la région de Texenna et le Sidi-Marouf, l'existence de Dogger et de Malm est peu vraisemblable¹. Toutefois, au Kef Dardja, des calcaires finement lités représentent peut-être le Malm.

Ils comportent de nombreux filaments barbelés (*Cancellophycus*?), des débris d'Échinodermes, en particulier d'Ophiures, et de rares « zoospores de Chlorophycées » (?) que l'on connaît surtout dans le Malm moyen et supérieur. On trouve en outre des grains de quartz. Le ciment est formé par un calcaire graveleux, un peu ferrugineux.

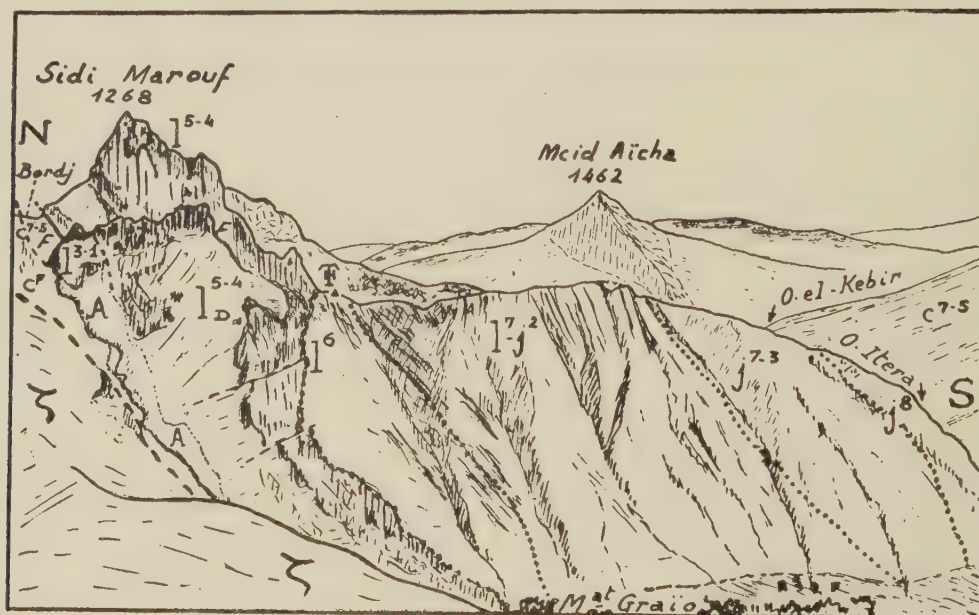


FIG. 40. — L'arête occidentale du Sidi-Marouf, vue de l'Ouest.

A gauche, Cristallophyllien (g, gneiss) chevauchant le Flysch crétacé (c^f). Éboulis : A. A droite, Sénien marneux (c⁷⁻⁸). Coupe du Jurassique du Marouf : l³⁻⁴, Rhétien à Sinémurien; l⁵⁻⁶, Lotharingien-Pliensbachien, parfois dolomitisé (l⁵⁻⁶D); l⁶, Domérien; l^{7-j²}, Lias sup.-Dogger; j⁷⁻⁸, Malm inf.; j⁸, Kiméridgien(?).

Au Sidi-Marouf affleure une série apparemment complète, mais renversée, du Jurassique moyen et supérieur. L'ampleur des efforts tectoniques enregistrés par ce massif explique pour une part les variations de puissance des assises que l'on arrive à distinguer.

1. Cependant, un conglomérat à petits éléments, interstratifié dans le Flysch à microbrèches sénien au N du Koudiat Nedjar, montre des galets de calcaires oolitiques. On y reconnaît des pseudoolites englobant des débris de Clypéines (?), rappelant des formes du Jurassique terminal.

Au-dessus, *stratigraphiquement*, des niveaux détritiques attribués hypothétiquement au Toarcien inférieur (p. 162), on trouve ainsi, du N au S (fig. 40 et 41) :

1. Marno-calcaires bien lités, avec intercalations marneuses : Lias supérieur (*p.p.*)-Dogger (j⁷-j² : 200 m)
2. Calcaires en plus gros bancs, à silex blonds, souvent en lits : Malm inférieur et moyen (j⁷⁻³ : 100 à 200 m)
3. Calcaires oolitiques compacts, en très gros bancs : Kiméridgien? (j⁸ : 100 à 300 m)
4. Marno-calcaires et marnes, avec intercalations très variées : Tithonique (j⁹ : 100 à 300 m).

Nous examinerons successivement ces divers termes, qui passent insensiblement les uns aux autres. Seul le niveau 3 possède une entité lithologique marquée.

1. LE LIAS SUPÉRIEUR (*p.p.*)-DOGGER : Ces terrains sont bien visibles sur la crête séparant la Mat Graïou de Fouïa. Leur faciès est assez constant : de petits bancs marno-calcaires, assez durs, épais de 10 à 20 cm en moyenne, à patine jaunâtre mais à cassure grise, alternent avec des lits plus marneux. Si ces derniers sont surtout abondants vers la base (stratigraphique), on en trouve aussi d'assez épais vers le sommet.

Au point de vue pétrographique, ces calcaires sont assez homogènes : finement cristallins, parfois grumeleux, plus ou moins chargés de débris détritiques (quartz, micas) et d'oxyde de fer. On remarque en outre des filaments à barbelures (dont nous verrons plus loin la signification) pouvant former la moitié de la roche, des Ostracodes et des Foraminifères (Miliolidés, etc.).

Au point de vue paléontologique, les restes macroscopiques sont très rares, en dépit de ce que le faciès laisse espérer. On ne trouve guère que quelques mauvaises Ammonites et des Astartes, à divers niveaux de la série.

En premier lieu, à 300 m au S de la cote 899, des bancs calcaires tendres à patine jaunâtre (alternant avec des marno-calcaires un peu psammitiques) nous ont montré des *Harpoceras* (s.l.), à rapporter selon M. G. Dubar à des formes du Lias, et de rares *Aptychus*. Malgré sa médiocrité, cet indice doit être souligné, les couches dont ces Ammonites proviennent étant assez élevées dans la série marno-calcaire.

A peine à une dizaine de mètres plus haut (stratigraphiquement) sur cette même arête (S. Mer.; x = 813,8; y = 374,45), nous avons récolté un petit Lytocératidé pyriteux, dont le galbe rappelle celui de *Nannolytoceras tripartitum* (RASP.): le degré d'usure de l'échantillon empêche cependant de reconnaître avec certitude les sillons caractéristiques de cette espèce du Dogger, principalement du Bajocien.

Sur l'arête au NW de Fouïa, tout près du point 906, dans les couches de passage au « Malm », nous avons observé quelques mauvaises Ammonites : un Lytocératidé (?), un Périssphinctidé et un Oppelidé qui peut être un *Hecticoceras* (?), genre essentiellement callovien. Il est possible que les *Perissphinctes* de « l'Oolithique moyen » découverts par Joleaud proviennent de ces mêmes bancs.

Nettement plus à l'E (S. Mer.; x = 814,9; y = 374,9), à la partie stratigraphiquement élevée de ces assises du Lias supérieur-Dogger, nous avons recueilli des plaquettes à Astartes; celles-ci nous semblent actuellement rattachables à *Astarte* cf. *minima* PHIL. non GOLDF., et non à *A. pulla* GOLDF. non ROEM., comme il a été dit auparavant (DURAND DELGA, 1950 a et 1952 d). *A. minima* PHIL. est citée dans l'Inferior Oolithe (Bajocien) d'Angleterre. D'autres Astartes, indéterminables spécifiquement, se montrent plus bas dans la série au SW de la cote 871.

2. LE MALM INFÉRIEUR-MOYEN : Sa séparation cartographique d'avec le niveau précédent est assez délicate. Nous avons conventionnellement fait débiter le Malm avec les premiers bancs de calcaires à silex (les accidents siliceux sont d'ailleurs rares sur les premiers 20 m). Ces silex se différencient de ceux du Lias par leur teinte claire, en général blonde, exceptionnellement noirâtre. Ils forment des lits parallèles à la stratification, alors que, dans le Lias, il s'agit plutôt de rognons.

En même temps que les silex prennent de l'importance, les bancs calcaires du Malm inférieur et moyen, toujours de patine claire et de cassure gris clair, deviennent de plus en plus épais, jusqu'à former, en haut de la série (stratigraphiquement), de grandes dalles, sonores au choc. Les délités marneux se raréfient eux aussi de plus en plus.

Sur la croupe au SSE de la cote 821, cette série semble avoir moins de 100 m d'épaisseur. Formée à la base de calcaires assez fins à patine jaune (fig. 41, coupe I : niveau 1), elle montre plus haut des calcaires plus grossiers de teinte grise (niveau 2). Des petits bancs calcaires très riches en silex (niveau 3) terminent la série.

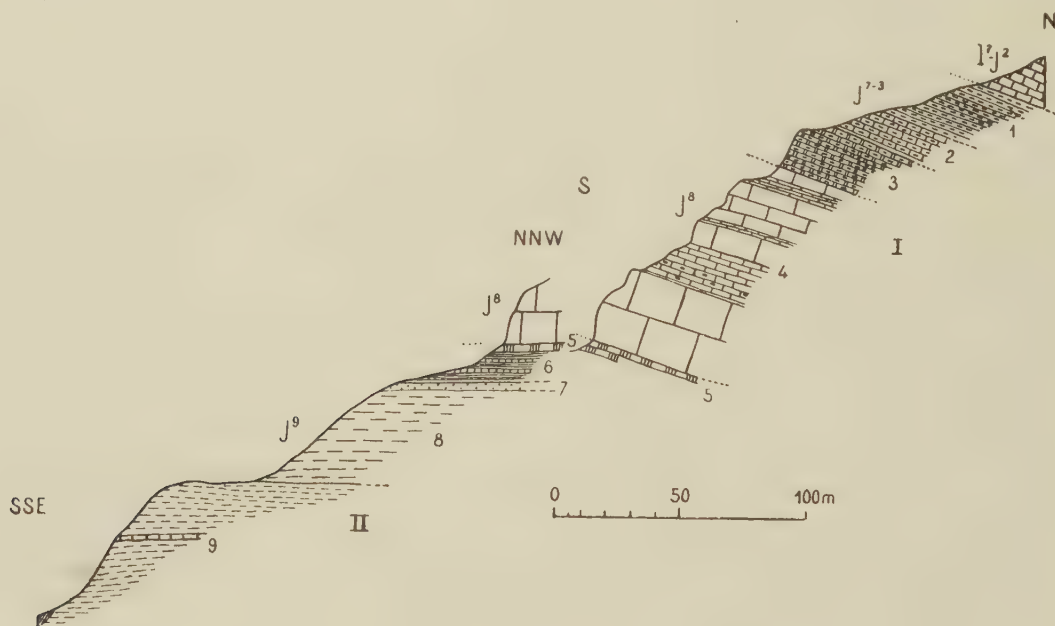


FIG. 41. — Coupes du Dogger-Malm du Sidi-Marouf.

Série renversée montrant : j^1-j^2 , Lias sup.-Dogger; j^{2-3} , Malm inf.; j^8 , Kiméridgien(?); j^9 , Tithonique.
L'explication des notations 1 à 9 est dans le texte. La coupe I est relevée sur la croupe au SSW de la cote 821, la coupe II, au S de cette même cote.

Au point de vue pétrographique, ces roches présentent une assez grande richesse en micro-organismes. Dès la base du Malm, les Radiolaires, calcitisés, commencent à prendre de l'importance (*Spumellaria* comme *Nassellaria*). On trouve aussi de très nombreux débris d'Échinodermes, des fragments de Mollusques (dont des Gastéropodes), des spicules de Spongiaires (?), de très rares Ostracodes et Foraminifères, et enfin des Fibrosphères (?).

Une lame mince taillée dans un lit siliceux montre des alternances des trois faciès suivants :

- calcaire finement graveleux avec des restes de Foraminifères et de Crinoïdes,
- calcaire microcristallin à nombreux Radiolaires calcitisés,
- lits siliceux où la silice finement cristallisée est chargée de calcite en minuscules granules.

Au point de vue paléontologique, ces couches du Malm inférieur et moyen n'ont fourni de restes reconnaissables qu'à leur extrême base (stratigraphique). Ce sont des *Astartes*¹ (*Astarte* cf. *pumila* SOW.)² : ces formes, citées de la Great Oolithe (Bathonien) d'Angleterre, montent sans nul doute dans le Malm.

1. Gîte situé au SW de la cote 906, à l'E du Sidi-Marouf.

2. Détermination confirmée par M^{lle} C. Dechaseaux.

3. LE KIMÉRIDGIEN (?) : Nous attribuons à cet étage, tout à fait hypothétiquement, la grosse barre de calcaires compacts, de cassure et de patine grises, qui détermine un fort abrupt au-dessus de l'O. Itera. Ces roches rappellent beaucoup les calcaires du Lias inférieur. Cette erreur d'attribution a d'ailleurs été commise (EHRMANN, 1924, p. 190, fig. 25). On différencie cartographiquement le Kiméridgien (?) d'avec le Malm inférieur et moyen, grâce à l'apparition assez subite de très gros bancs sans silex.

L'épaisseur de cette série calcaire semble décroître de l'W vers l'E du Sidi-Marouf, en même temps d'ailleurs que la puissance propre de chaque strate élémentaire. Vers l'W, on peut distinguer plusieurs barres séparées par de petites vires à la faveur de bancs plus finement lités. Dans la coupe de l'arête au SSW du point 821 (fig. 41, coupe I) on distingue ainsi trois corniches successives. Entre les deux plus élevées stratigraphiquement se montre une intercalation avec quelques silex.

Ces rognons siliceux sont parfois à peine ébauchés, et l'on reconnaît bien la nature initiale du calcaire. On trouve ainsi de bons exemples de calcaires oolitiques transformés en silex oolitiques¹. Dans la partie restée calcaire, certaines oolites présentent une mince couronne, plus ou moins continue, de quartz secondaire. Vers le nodule siliceux, vient ensuite, sur 1 mm, de la calcite largement recristallisée, où l'on retrouve encore, malgré tout, le contour des oolites primitives (perceptible en lumière naturelle).

Le silex oolitique montre beaucoup plus nettement la forme des anciennes oolites, dont la structure interne est cependant complètement effacée, car de la calcédonite, finement cristallisée, s'y est développée au hasard. Ces cristaux remplacent plus ou moins totalement une opale de substitution primitive qui subsiste encore dans la zone centrale des oolites, bien reconnaissable à sa structure en grappe, avec parfois des cristaux de quartz en son sein. Le ciment entre les anciennes oolites est en général formé de calcite bien cristallisée, quelquefois aussi de calcédonite en cristaux extrêmement ténus, encore plus petits que ceux de l'intérieur des oolites. Notons enfin que des rhomboédres de dolomie se développent en divers points de ces silex oolitiques.

Au point de vue pétrographique, les calcaires rapportés au Kiméridgien semblent posséder une nature lithologique assez constante. On trouve des niveaux franchement oolithiques : les oolites passent d'ailleurs à des pseudoolites. Toutes les transitions s'observent entre ces faciès et des calcaires à débris roulés, en particulier à restes organiques (Echinodermes, Algues?, Foraminifères et, beaucoup plus rarement, Characées) englobés dans un ciment de calcite bien cristallisée.

Au point de vue faunique, le Kiméridgien n'a pas fourni de restes macroscopiques, mis à part quelques entroques et de mauvais débris de petites Huîtres.

4. LE TITHONIQUE : C'est le seul étage bien défini au point de vue paléontologique. Au pied de la barre kiméridgienne, il constitue un talus très incliné, formé d'assises tendres, puissantes de 100 à 300 m, où l'on remarque de brusques changements latéraux de faciès. Nous examinerons successivement deux coupes, la première qui nous montrera les assises de base du Tithonique (en notant ensuite leurs variations latérales), la seconde qui présentera les assises moyennes et supérieures de cet étage.

A : UNE BONNE COUPE DE LA PARTIE INFÉRIEURE DU TITHONIQUE s'observe au S de la cote 821 (fig. 41, coupe II). Le Tithonique débute par une dizaine de mètres de calcaires en bancs épais de 20 à 40 cm, à silex blonds (niveau 5). Y font suite des lits de calcaires durs à grain fin, de couleur crème, grisâtre ou verdâtre (niveau 6) avec cordons siliceux clairs. Des passées schisteuses vertes et lie-de-vin alternent avec ces calcaires.

1. Voir CAYEUX (L.), 1929 : Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. Serv. Carte géol. France*. Voir p. 451-453.

Au point de vue pétrographique, les bancs calcaires montrent de la calcite microcristalline, avec de rares et minuscules grains de quartz et un pigment ferrugineux. Les lits siliceux sont constitués de très petits cristaux de calcédonite, disposés sans ordre et mêlés à de la calcite, qui forme une partie notable de ces « silex ». Certains des bancs violacés sont de véritables radiolarites: les organismes y ont souvent conservé leur nature siliceuse (actuellement calcédonite), mais ils sont parfois calcitisés. Ces Radiolaires pullulent au point d'arriver à former les 2/3 de la roche, dont le reste montre un ciment opaque ferrugineux et silico-argileux.

Au-dessus de ces couches d'extrême-base, le Tithonique montre, dans la coupe étudiée, un banc dur (niveau 7) ayant l'aspect d'un fin conglomérat dont les éléments, plus ou moins roulés, peuvent atteindre des dimensions de l'ordre de 0,5 cm.

En lame mince, on constate que la roche a parfois subi une silicification poussée. Les galets peuvent ainsi être remplacés totalement par de la calcédonite (parfois en fibres rayonnantes). Parfois aussi le quartz forme une simple couronne autour des galets, la calcite dessinant une seconde auréole, plus externe, avec des fibres disposées radialement. En tous cas, le ciment est resté carbonaté.

Les éléments sont parfois des fragments de calcaire microcristallin à Radiolaires (?) calcitisés ou à débris d'Échinodermes, parfois de petites oolites. Il s'agit ainsi d'un calcaire mi-oolitique, mi-conglomératique. On trouve des oolites cassées. Certaines pseudoolites englobent des Trocholines (*Trocholina* cf. *elongata* LEUP.) et d'autres débris mal déterminables.

Un échantillon provenant de ce niveau possède une teinte légèrement verdâtre, due à la présence d'un minéral phylliteux de néogénèse : chlorite ayant les caractères optiques du clinocllore. Les gravelles et les oolites comportent en effet une couronne de cristaux de quartz, traversée par ces lamelles de chlorite; celle-ci se mêle en outre en quantité notable au ciment de la roche et se montre parfois au sein même des gravelles et oolites.

La présence de chlorite authigène (ТОРКАУА, 1950, p. 9-10, donne la bibliographie sur cette question) est à souligner. Ce minéral ne peut ici avoir pris naissance sous l'influence d'une quelconque roche éruptive. Un véritable « métamorphisme régional » ne peut être non plus invoqué car les autres assises jurassiques ne paraissent en rien modifiées.

On remarque que cette chlorite (CAROZZI, 1953, p. 168-172) se développe dans un calcaire partiellement oolitique. La précipitation chimique, responsable d'un tel faciès, a dû être essentiellement carbonatée (formation des oolites et gravelles); les éléments détritiques (silice, alumine et fer) auraient constitué une part importante du ciment.

Des réactions chimiques entre les oolites et gravelles calcaires et leur enveloppe détritique sont probablement responsables du développement, d'abord des « couronnes » de quartz, ensuite des paillettes de chlorite (très fraîche), de génération nettement postérieure.

Il n'est pas question de décrire ici ces transformations. Elles ne peuvent être très différentes de celles qui expliqueraient la formation d'oolites chloriteuses (chamosite) dans certains minerais de fer.

Il apparaît de la sorte que le développement de chlorites authigènes ne se fait pas seulement dans des minerais de fer oolitiques, mais aussi dans des calcaires plus ou moins oolitiques, assez pauvres en composés du fer.

Dans la coupe que nous décrivons en ce moment, au-dessus (stratigraphiquement) de ces calcaires assez grossiers, viennent des schistes violacés (niveau 8) puis des marnes schisteuses blanc-verdâtre (niveau 9).

B : AILLEURS DANS LE SIDI-MAROUF, les niveaux inférieurs du Tithonique sont d'allure assez constante. Les schistes violacés 8 existent aussi très généralement bien que, à l'W du point 456, ils ne semblent pas représentés. Quant aux marnes 9, elles peuvent passer latéralement à des assises de faciès très variés, essentiellement à des calcaires.

Au N de la Mat Aneka, on trouve précisément à ce niveau (stratigraphiquement assez bas dans la série) des calcaires jaunes, durs, en minces couches à vermiculations, et des calcaires marneux gris en plaquettes. Ces derniers ont fourni des restes organiques : de nombreux *Punctaptychus* (*P. punctatus* [VOLTZ], *P. cf. monsalvensis* TRAUTH), des *Laevaptychus latus* (PARK.) et des Bélemnites. Ces *Aptychus* ne sont guère caractéristiques : ils se rencontrent dans presque tout le Malm et jusque dans l'extrême base du Crétacé. Cependant *P. monsalvensis* paraît être uniquement du Malm, spécialement du Tithonique (TRAUTH, 1935).

Le ciment enrobant ces restes a montré de nombreux Radiolaires calcitisés, des Fibrosphères et des Calpionelles du Tithonique : *Calpionella alpina* LOR. extrêmement abondante, *C. elliptica* CAD. très rare, *Stenosemellopsis hispanica* (COL.) en petit nombre.

C : LES TERMES SUPÉRIEURS DE LA SÉRIE TITHONIQUE sont aisément observables à l'extrême SW du Sidi-Marouf : la série marneuse (niveau 9 de la coupe du 821) devient de plus en plus tendre vers le haut (stratigraphique), tandis que sa coloration passe du verdâtre au blanchâtre. On y rencontre des lits de calcaires assez détritiques, parfois avec des silix.

Certains bancs montrent, outre des oolites, des débris roulés, souvent organiques (radioles d'Oursins, fragments de Polypiers, Foraminifères, dont *Textularia* et Lituolidés du genre *Haplophragmoides*), dans un ciment où se rencontrent des Calpionelles (*C. elliptica*), des zoospores de *Globochaete alpina* LOMB. et des Fibrosphères. D'autres sont de véritables calcaires à grain fin à Tintinoïdiens : *Calpionella elliptica* abondante, *C. alpina* rare, des *Stenosemellopsis hispanica* et, dans les niveaux élevés, de probables *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FIL.).

En montant encore dans la série stratigraphique, les marnes (niveau 9 de la fig. 41) deviennent jaunâtres; elles admettent des intercalations de roches vacuolaires d'aspect dolomitique et de calcaires oolitiques noirs, en lits de 20 à 30 cm.

Dans ces derniers, certaines pseudoolites englobent des débris d'Échinodermes ou des Foraminifères, en particulier des Textulaires et des Trocholines (*Trocholina cf. elongata*). Un ciment de calcite largement cristallisée sépare les oolites; des amas d'ankérite (?) se voient de place en place, se traduisant à la surface du calcaire par de petits points de couleur rouille.

Au-dessus de ces bancs-repère (locaux), des lits calcaires ocres montrent encore quelques Calpionelles (*Calpionella elliptica*, *C. alpina*) et des Fibrosphères, dans un ciment de calcite riche en quartz détritique et en oxyde de fer. Outre de rares fragments de Crinoïdes du genre *Saccocoma* (VERNIORY, 1954), on note de longs filaments à barbelures, comme dans le Dogger de la même région.

Plus haut encore stratigraphiquement, on passe à des marnes grises. Il s'agit vraisemblablement de la base du Néocomien : nous examinerons ces assises dans le chapitre suivant (p. 240).

C. Dogger et Malm du massif du Moul-ed-Demamene

Les faciès du Dogger et du Malm sont différents dans chacune des trois unités tectoniques supérieures de ce massif.

1. Dans l'unité la plus élevée (« nappe bordière de Petite Kabylie »), le Tithonique qui formait la couverture initiale du socle est actuellement renversé sous le Paléozoïque.

2. Dans l'écaille du Dra-el-Kasba, immédiatement sous la nappe, on trouve des roches appartenant peut-être au Malm, principalement des dolomies.

3. Dans l'écaille de Tissimiran, située sous cette dernière unité, le Jurassique moyen succède en continuité au Lias; il est à son tour surmonté normalement par le Malm. Le Néocomien arrive en discordance cartographique sur diverses assises jurassiques, de plus en plus anciennes quand on va vers le S.

L'érosion anténéocomienne est sans nul doute responsable de l'absence du Dogger et du Malm dans l'écaille inférieure du Moul-ed-Demamene (écaille des Kefs). On en retrouve cependant des galets repris dans la base du Crétacé : ainsi près de la Mat Dra-di-Mira et au NW du Kef bou-Rhaleb. En ce dernier point, on remarque en particulier des blocs de calcaire oolitique noir.

En lame mince, ces calcaires sont constitués de vraies oolites et de pseudoolites à nucléus organique : Algues calcaires, débris d'Échinodermes, *Trocholina* (*T. cf. alpina* LEUP.) qui permet de dater le sédiment du Jurassique moyen ou supérieur. Certaines oolites sont brisées. Ce calcaire a subi une silicification que l'on est en droit de supposer antérieure à son remaniement en galets. Des points de silicification (quartz bipyramidés) s'observent à l'intérieur des oolites, dont la calcite a recristallisé, surtout au pourtour. Le ciment montre essentiellement du quartz et des cristaux de calcite de grande taille.

Dans les régions autochtones situées au S du Moul-ed-Demamene, le Dogger et le Malm manquent généralement mais leur absence n'est pas originelle : elle est due le plus souvent à l'érosion qui accompagne la phase tectonique antésénonienne.

C'est ainsi que dans le Sénonien, au NE du Moud-Aïcha, on trouve des galets jurassiques ; parmi eux, sur le sentier situé au SE du Fedj beni-Izar, des calcaires noirs révèlent de nombreux fragments de Dasycladacées (*Clypeina jurassica* FAVRE). Cette dernière espèce caractérise le Kiméridgien-Tithonique-Berriasien. Précisons d'ailleurs que nous n'avons retrouvé nulle part ce calcaire, si spécial, en place dans la série jurassique.

Cette roche comporte, en plus, de petits nodules sphériques atteignant 0,5 cm de diamètre, avec au centre de la magnétite, de l'hématite ou de la silice, au sein d'une masse de calcite sombre, entourée successivement d'une auréole de calcite claire puis d'une couronne de quartz épaisse de 100 à 200 μ .

Un autre exemple, témoignant de l'extension originelle des niveaux du Jurassique moyen-supérieur, peut être cité. Dans les conglomérats de base du Sénonien du Hammam Nouaren, à l'extrémité orientale de l'anticlinal de l'O. Itera, on trouve, à côté de fossiles liasiques (p. 171), des blocs de calcaires bourrés d'Astartes en excellent état de conservation. L'espèce la plus répandue est : *Astarte (Eriphylopsis) cf. minima* PHILLIPS in MORRIS et LYCETT¹, très commune dans le Jurassique moyen d'Europe (à ne pas confondre avec « *A. minima* » GOLDF. du Malm). Une seconde espèce, dont les exemplaires sont d'assez grande taille, paraît plus rare : *A. gr. depressa* GOLDF. in MOR. et LYC.².

Ceci dit, nous allons examiner le Dogger et le Malm des trois unités supérieures du Moul-ed-Demamene (pl. 3).

1. LE TITHONIQUE DE L'UNITÉ SUPÉRIEURE

Il affleure largement entre la Mat Amrioune et Bou-Djoudoun. Bien qu'apparemment réduit au seul étage tithonique, le Malm est épais de plusieurs centaines de mètres. Il est cependant difficile d'apprécier sa puissance originelle, car ces assises ont été soumises à des actions tectoniques violentes. Le Berriasien en forme d'ailleurs, vraisemblablement, le sommet stratigraphique.

Pour plusieurs raisons, l'examen de terrain nous amène à penser que cette unité supérieure est en série renversée. La base du Tithonique est ainsi située directement sous le socle paléozoïque. Sa partie stratigraphiquement la plus élevée est séparée par une surface de contact anormal du Flysch crétacé de l'unité tectonique sous-jacente : la distinction entre les schistes tithoniques et le Flysch crétacé est d'ailleurs souvent délicate à effectuer sur le terrain.

Les faciès du Tithonique varient du N au S.

1. La figuration de Phillips est très mauvaise : il convient de se reporter à celle de Morris et Lycett (1853, pl. 14, fig. 15) ou à celle de Lissajous (1912, pl. 11, fig. 16).

2. Seule la figuration de Morris et Lycett (1853, pl. 9, fig. 11) est valable.

A : Au Nord, on trouve, directement sous les micaschistes, une épaisse série de grès et quartzites, qui marqueraient ici la base de la transgression secondaire sur le socle. Ces assises détritiques affleurent largement à l'W de la Mat Msala. Elles admettent parfois des niveaux plus schisteux à rares intercalations calcaires. Au SW de Msala, près de la cote 342, à très peu de distance du Paléozoïque, un calcaire grisâtre, riche en oxyde de fer, nous a montré de nombreux Radiolaires calcitisés et quelques très rares Calpionelles (*C. alpina*, *C. elliptica*) : il s'agit donc déjà de Tithonique franc.

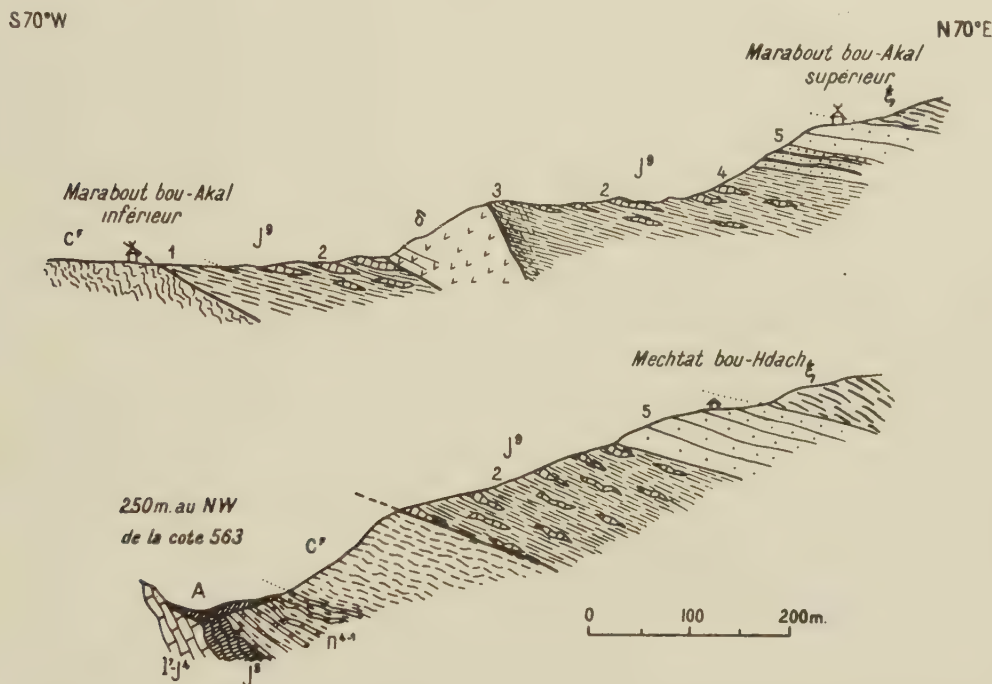


FIG. 42. — Coupes du Jurassique supérieur de l'unité supérieure du Moul-ed-Demamene.

L'unité supérieure (nappe bordière) montre, sous les micaschistes (E), le Tithonique (j^9) où l'on distingue : 1, schistes verts; 2, schistes calcaireux avec calcaires à Calpionelles; 3, schistes grumeleux froissés; 4, schistes verdâtres avec lentilles comme 2; 5, grès. Dolérites intrusives : δ . L'unité inférieure (échelle de Tissimiran) comporte : P-j⁴, Lias sup.-Dogger-Malm inf.; j⁵, Argovien(?); n⁴⁻¹, Crétacé inf.; c¹, Flysch schisto-gréseux.

D'épais schistes viennent stratigraphiquement au-dessus de ces formations essentiellement détritiques. D'aspect terne, souvent jaunes ou grisâtres, plus rarement verdâtres, assez fréquemment calcaireux, ces schistes admettent des intercalations de calcaire à grain fin, très dur, gris à la cassure mais de patine souvent ocre, rosée ou chocolat, qui prennent une importance considérable le long de la route Constantine-El Milia : il s'agit là de véritables bancs, fréquemment épais de quelques décimètres, mais discontinus. Quand on se dirige au SE, vers la Mat bou-Hdach, ces intercalations se raréfient, diminuent d'épaisseur et deviennent de plus en plus lenticulaires, tout en tendant à se localiser au sommet stratigraphique de la série. A côté de ces calcaires compacts, on trouve des calcaires schisteux, assez riches en quartz et en oxyde de fer; ces horizons, plus sensibles à l'écrasement que les niveaux compacts, ne montrent pas de restes organiques reconnaissables.

Une excellente coupe du Tithonique est observable (fig. 42, coupe sup.) sur la crête du Djebanet bou-Akal, où apparaît une dolérite intrusive probablement mise en place à la fin du Crétacé ou à l'Eocène. Les renseignements fournis par la microfaune semblent confirmer le renversement de la série.

Les bancs calcaires du sommet de la coupe (base stratigraphique) montrent de rares *Calpionella alpina* et *C. elliptica*, assez peu déformées, et de nombreux Radiolaires calcitisés, étirés suivant la schistosité.

Le banc calcaire situé immédiatement sous la dolérite, le long de la même crête, contient d'abondantes Calpionelles : outre les espèces précédentes, on rencontre de vraisemblables *C. undelloides* COL. (M. G. Colom pense qu'il s'agit peut-être de *C. alpina*, accidentellement dépourvues de leur collier oral). Il s'y ajoute quelques rares zoospores de *Globochaete alpina*.

Dans le banc calcaire situé le plus bas dans la topographie, très près du marabout Bou-Akal inférieur, la microfaune est très riche. Outre les espèces précédentes (ici *C. alpina* domine sur *C. elliptica*) on rencontre de rares formes attribuables à *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionella massutiniana* COL. et *Calpionellites* cf. *darderi* (COL.). Les Radiolaires calcitisés sont abondants; on trouve aussi des Fibrosphères et des zoospores de *Globochaete alpina*. D'après M. G. Colom, qui a confirmé et complété nos propres déterminations, l'association décrite ci-dessus est très voisine de celles que l'on rencontre dans le Jurassique terminal de Majorque. Il s'agit d'un niveau très élevé du Tithonique (passage au Berriasien) à en juger par la présence de *T. carpathica* et de *C.* cf. *darderi*, sinon déjà de Berriasien franc.

Des radiolarites apparaissent en quelques points de la série tithonique. Un affleurement (noté **R** sur la pl. 3) se place au N de la **M^{at}** bou-Akal, au contact direct d'une dolérite intrusive : celle-ci, plus récente que le Jurassique, est au contact du phtanite tout à fait par hasard. La radiolarite, violacée, plus ou moins schisteuse, est traversée par des filonnets de quartz. Un second affleurement se situe à 300 m au NW du premier, au voisinage du sentier muletier.

Les squelettes siliceux des Radiolaires constituent une part plus ou moins grande de ces roches, formées essentiellement d'oxyde de fer (expliquant la teinte violacée) et de silice très fine. Il s'agit ainsi de jaspes à Radiolaires. Dans certains cas, les organismes sont admirablement conservés, avec tous les détails de leur ornementation. D'une étude par L. Visse, il résulte que la quasi-totalité des Radiolaires appartient aux *Spumellaria*, avec de nombreux genres à rapporter pour la plus grande part au sous-ordre des *Sphaeroidea* et pour le reste aux *Prunoidea*. Les *Nassellaria* constituent moins de 1 % de la faune : on note en particulier un genre voisin de *Dictyomitra* ZITTEL et un autre proche de *Stichomitra* CAYEUX.

B : AU SUD des sources de Bou-Hdach (= Boukredèche), toujours dans la même unité structurale, le Tithonique se présente différemment.

La base stratigraphique de la série est encore formée de grès et quartzites compacts, lités, séparés par des niveaux schisteux. A l'E de Kaldoun-Lekhal, cette assise détritique mesure encore environ 100 m de puissance; plus au S, vers Bou-Djoudoun, elle paraît se résoudre en multiples épisodes détritiques lenticulaires dans un ensemble schisteux.

En lame mince, on voit qu'il s'agit de grès très arkosiques. Le quartz forme la moitié de ces roches. Les plagioclases, bien maclés, sont fréquents; on observe en outre des amas phylliteux, assez abondants. D'autre part, une trame phylliteuse enveloppe tous les éléments, ainsi qu'il est usuel dans tout grès feldspathique. D'autres éléments détritiques, provenant eux aussi de terrains cristallophylliens, sont observables : muscovite associée à biotite verte, biotite brune, chlorite, tourmaline bleutée, etc.

Cette assise détritique est bien visible à l'extrémité méridionale de la piste de l'Aïn-Boukredèche : contre les phyllades violacées et verdâtres du Primaire, butent (anormalement, le long de la route, par suite d'une disharmonie locale) des schistes gris-verdâtre avec intercalations de grès ou de quartzites.

La partie supérieure (stratigraphiquement) du Tithonique est constituée dans cette même région (entre Bou-Hdach et Bou-Djoudoun) par des schistes non calcaires, sauf exception, quelquefois grumeleux. Les niveaux calcaires, très rares, sont d'ailleurs en général réduits à de simples nodules dispersés. Par contre s'y développent des niveaux gréseux, inexistant plus au N. Parfois même ces intercalations acquièrent une certaine régularité, donnant à la série un faciès flysch, observable jusqu'au sommet stratigraphique de la formation : ainsi au SW de la cote 990.

Ce complexe est daté du Tithonique sur toute son épaisseur : les nodules calcaires, qui n'ont rien de blocs roulés et remaniés, montrent en effet des *Calpionelles* caractéristiques (*Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Stenosemellopsis hispanica*), des zoospores de *Globochaete alpina* et plus rarement des Radiolaires.

2. LE MALM (?) DE L'ÉCAILLE DU DRA-EL-KASBA

Nous avons (1950 a) abusivement élargi le sens de cette appellation en y groupant le Tithonique de l'unité que nous venons d'étudier : actuellement, nous en restreignons la signification en considérant comme accidentel le voisinage de ce Tithonique daté et des assises appartenant vraiment à l'écaille du Dra-el-Kasba.

Celle-ci montre essentiellement des dolomies grises, à patine blanc-grisâtre, réduites, entre les sources de Boukredèche et Bou-Djoudoun, à des lambeaux discontinus sans stratification nette. Elles sont associées en quelques points (E du col du Dra-el-Kasba en particulier) à des schistes psammitiques verdâtres ou violacés.

Au S de Bou-Djoudoun, dans la partie de cette écaille que nous interpréterons comme une tête plongeante, les dolomies prennent une très grande importance. Il nous est impossible de préciser l'épaisseur de ces assises (supérieure à 200 m en tout cas) comme l'ordre réel de superposition des faciès. Les indications données ci-après devront donc être considérées avec prudence.

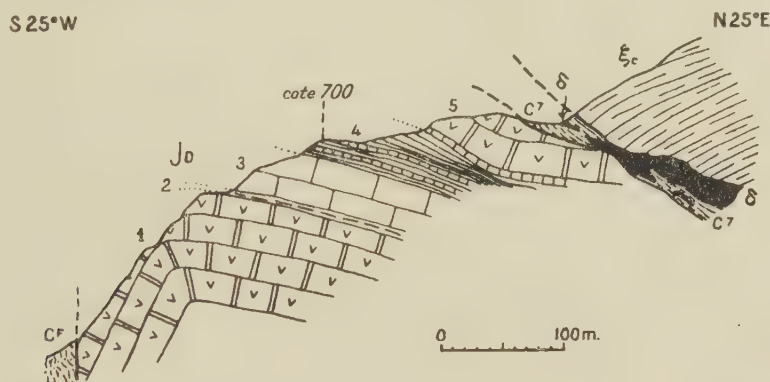


FIG. 43. — Coupe des dolomies de l'écaille du Dra-el-Kasba, par la cote 700.

L'écaille de dolomies du Malm (j_D) est comprise entre des unités chevauchantes (ξ_c, calcschistes à sérécite; c⁷, Campano-Maestrichtien; δ, dolérites intrusives) et le Flysch crétacé (c^f) de l'écaille des Kefs, sous-jacente.

L'explication des niveaux 1 à 5 est donnée dans le texte.

Une coupe passant par la cote 700 (fig. 43) permet d'observer de bas en haut :

1. dolomies grises compactes, litées, à patine blanche,
2. minces lits de schistes verdâtres,
3. dolomies calcairifères en gros bancs, avec quelques silex,
4. calcaires dolomitiques en petits bancs; calcaires blancs en plaquettes; marnes bariolées non gréseuses; calcaires à silex au sommet.
5. dolomies à patine blanche, pratiquement non litées.

Une analyse¹ partielle (CO₂ non dosé) dans le niveau 3 atteste qu'il s'agit de dolomies presque pures, très peu calcairifères :

CaO : 31,15 MgO : 18,45 Mat. sil. : 3,30.

1. Due à M. L. Visse.

C'est au niveau dolomitique massif (5 de cette dernière coupe) que peut être assimilée la bande de dolomies qui se détache vers Bou-Djoudoun. Sous elle, sur le sentier de Bou-Djoudoun à El-Akbia, on trouve des intercalations de marnes compactes, colorées en rouge ou en lie-de-vin (par de l'hématite) ou en vert. Ces roches sont légèrement détritiques : petites paillettes de mica et lits à minuscules grains de quartz. A ce même niveau, on trouve des bancs gréseux roux.

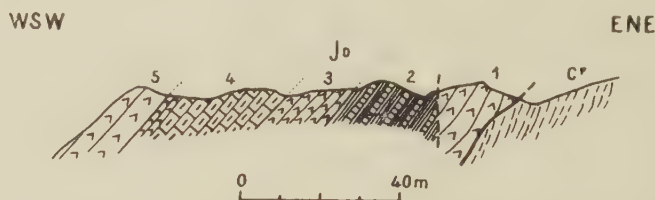


FIG. 44. — Coupe des dolomies de l'écaille du Dra-el-Kasba, par le Kef Hajar-Barka. Dolomies du Malm (j_D), en contact anormal avec le Flysch crétacé (c_f). L'explication des niveaux 1 à 5 est donnée dans le texte.

La coupe du Kef Hajar-Barka, 500 m à l'ESE de la cote 559, rappelle celle de la cote 700. Mais la série paraît ici renversée. On trouve du NE au SW (fig. 44) :

1. dolomies massives,
2. calcaires jaunes lités avec intercalations de schistes bariolés (violet ou rouges),
3. dolomies finement litées,
4. calcaires dolomitiques lités, à silex en bancs,
5. dolomies en gros bancs.

Il est vraisemblable que le niveau 1 ci-dessus est homologue de l'assise 5 de la coupe de la cote 700.

Le petit Kef Moulkob, situé 300 m au NE du 559, est essentiellement constitué par des dolomies en bancs très redressés. On peut grouper avec elles, à l'W du piton, des calcaires presque totalement épigénisés par une dolomie ferrifère et, à l'E, des niveaux de cargneules et de marnes schisteuses rouges.

L'âge des formations de l'écaille du Dra-el-Kasba reste inconnu. En l'absence de tout reste organique on est réduit à se guider sur le seul faciès. Les cartes antérieures (JOLEAUD, 1910 b; BÉTIER, 1933) figuraient ces dolomies comme liasiques : une telle éventualité n'est pas à rejeter. Dans ce cas, il conviendrait de songer à l'Infralias et au Lias inférieur. La présence locale de schistes psammitiques semblables à ceux du Trias supérieur militerait dans le même sens.

Nous croyons toutefois qu'il peut s'agir de Jurassique supérieur. Ces dolomies du Dra-el-Kasba pourraient être homologues des calcaires compacts, en gros bancs, du Kiméridgien (?) du Sidi-Marouf ou de certains niveaux dolomitiques du Tithonique du même chaînon. Des niveaux schisteux bariolés sont aussi connus dans le Tithonique du Marouf.

3. LE DOGGER ET LE MALM DE L'ÉCAILLE DE TISSIMIRAN

Comme nous l'avons dit dans le chapitre précédent, au Domérien à *Paltoptero-ceras* de cette unité succède une épaisse série à dominante calcaire. Réduite à ses termes inférieurs (« Dogger ») au S, elle se complète au N par les couches du « Malm inférieur ».

Une coupe schématique montre de bas en haut :

1. calcaires marneux à délits marneux (Domérien supérieur-Toarcien p.p.),
2. marnes schisteuses jaunes, micacées et gréseuses, avec lits calcaires intercalés de loin en loin : 60 m à l'W de Bou-Djoudoun (« Lias supérieur » p.p. max.-« Dogger » p.p.),
3. calcaires oolitiques compacts à patine blanche, en une ou plusieurs masses séparées par des marnes jaunes du type de 2 : 50 à 100 m (« Dogger » p.p.),

4. calcaires lités à cassuré claire, souvent à silex blonds : 150 à 200 m (« Malm inférieur »),

5. phtanites compacts, violacés ou verdâtres : de l'ordre de 10-20 m (« Argovien »).

Ces assimilations d'âge sont en grande partie hypothétiques.

LE NIVEAU 1 a livré, à quelque 10-15 m sous son sommet, de belles faunes du Domérien supérieur. Les bancs terminaux sont probablement déjà du Toarcien. Ces assises sont un peu plus marneuses que celles du Domérien; on y trouve parfois de longs et frêles cylindres pyriteux de signification zoologique inconnue.

Ces couches se montrent très pauvres en fragments organiques. Par contre elles sont riches en débris détritiques: petits grains de quartz (jusqu'à 1/10 mm), micas souvent disposés en filets (muscovite, chlorite?), oxyde de fer abondant. Le faciès apparaît comme un peu noduleux.

Au NW de Bou-Djoudoun, vers la limite, très nette, entre les termes 1 et 2, on trouve des Ammonites très frustes; l'une d'elles, selon M. G. Dubar, pourrait être un jeune *Grammoceras* (s.l.). Des plaques de Cidaridés se rencontrent à ce même niveau.

LE NIVEAU 2 est très homogène. Il est formé de marnes grossières, litées, normalement bleuâtres mais oxydées en jaune à la surface, parfois aussi légèrement rosées. Dans divers horizons, on remarque des restes organiques en mauvais état (Ammonites, Astartes, etc.). Notons seulement, au tiers inférieur de ces marnes, 300 m au SW du marabout 881, l'existence d'un très probable Dactyliocératidé¹: il s'agirait encore de Toarcien.

Ces marnes, riches en débris détritiques (fragments de quartz) et en pigment ferrugineux, sont bourrées de filaments à barbelures, analogues à ceux du « Lias supérieur-Dogger » du Sidi-Marouf. On voit encore quelques fragments d'Échinodermes et de rares Foraminifères. De minuscules rhomboédres d'un carbonate parsèment ces roches.

Des calcaires noirâtres s'intercalent dans les marnes, sous forme de bancs discontinus d'aspect irrégulier, rognonneux, avec pistes.

Ces intercalations calcaires sont finement oolitiques ou graveleuses. Les éléments ont un diamètre moyen de 50 à 100 μ . Les oolites typiques sont rares. En général il s'agit de gravelles. On trouve aussi de nombreux grains de quartz, de même taille que les autres éléments. Les débris organiques sont abondants: très nombreux Foraminifères, fréquemment roulés et entourés par une croûte calcaire (Miliolidés, Textulaires, etc.), fragments d'Échinodermes et de Mollusques. L'ensemble est englobé dans un ciment finement cristallin.

On trouve tous les passages entre ces faciès et les marnes à filaments barbelés. Ces dernières peuvent ainsi s'enrichir en minuscules gravelles. Des lentilles microscopiques du faciès graveleux subsistent au sein des marnes, avec un contour assez net. A la limite des deux faciès, nous avons parfois observé des organismes globuleux calcitisés, paraissant être des Radiolaires.

A la partie supérieure des marnes jaunes 2, les intercalations calcaires deviennent déjà plus grossières. Un cas intéressant a été observé à l'W du Djebanet en-Nataur. Il s'agit d'un calcaire oolitique dont les éléments, en général de l'ordre de 1 mm, peuvent exceptionnellement en atteindre 3 ou 4. Outre les oolites, on relève des pseudoolites englobant des débris d'Échinodermes, de Mollusques, de Polypiers, d'Algues (?), parfois de Trocholines (*Trocholina* cf. *elongata* LEUP.?) dont on doit souligner la présence à ce niveau.

LE NIVEAU 3 possède au NW de Bou-Djoudoun une limite inférieure très nette, parfois marquée par une roche siliceuse jaunâtre qui, en lame mince, s'est avérée être un véritable phtanite à Radiolaires (essentiellement *Spumellaria*, mais aussi un certain nombre de *Nassellaria*).

Ces organismes sont épigénisés en calcédonite, avec parfois une « couronne » de quartz. Le ciment, lui aussi en calcédonite, est dénué de pigment ferrugineux. L'oxyde de fer forme seulement des amas de place en

place. Ici encore on observe de nombreux rhomboédres d'ankérite. Cette roche nous montre l'estompage progressif des Radiolaires dans le fond de la roche, traduisant une recristallisation qui peut être totale.

Dans ces mêmes horizons ou bien un peu plus haut dans le niveau 3, apparaissent parfois quelques bancs de silex noirs. Un processus analogue à celui que nous venons d'énoncer fait disparaître les Radiolaires qui constituaient auparavant une portion notable de ces silex : ces organismes n'apparaissent plus, dans le fond de calcédonite, que grâce à leur « couronne » plus largement cristallisée ou par un pigment sombre qui souligne leur forme sphérique.

Le banc de base du niveau 3 présente, à l'exploitation minière de Bou-Djoudoun, un faciès mixte. Il montre, dans un fond graveleux, des filaments à barbelures, assez peu nombreux, et d'innombrables Radiolaires calcitisés qui annoncent le faciès qui va si largement se développer dans le niveau 4.

Ce niveau 3 est malgré tout constitué essentiellement de calcaires massifs, creusés de profonds lapiés au N du Djebanet en-Nataur.

Ces calcaires, en général oolitiques, ont des éléments de l'ordre du millimètre, bien que parfois beaucoup plus petits. Dans certains cas, un début de silicification, peut-être lié à la venue minéralisée de Bou-Djoudoun, se traduit par la naissance de quartz secondaire chargé de carbonate.

Les restes organiques de ces calcaires sont parfois libres, mais parfois aussi forment le nucléus des pseudoolites. On trouve essentiellement des fragments d'Échinodermes (débris de tissu, radioles, entroques), de Polypiers et quelques Foraminifères (Froniculariés, Trocholines?), etc. Certaines oolites ou pseudoolites montrent de petites cavités dans leur cortex, peut-être dues à des Algues perforantes.

LE NIVEAU 4 n'est représenté que dans la partie nord de l'échelle de Tissimiran. Il est constitué de calcaires clairs, essentiellement microcristallins, parfois finement grumeleux. Les éléments détritiques y sont rares et minuscules. Des lits de silex blonds ou rosés sont fréquents, surtout à la partie moyenne et supérieure de ce niveau.

La macrofaune est réduite à quelques Céphalopodes indéterminables (Ammonites et Bélemnites). En lame mince, on distingue presque toujours des Radiolaires, calcitisés. Les filaments à barbelures, identiques à ceux du niveau 2, se rencontrent parfois en grand nombre.

Aucune stratigraphie fine ne paraît encore possible dans ce niveau 4.

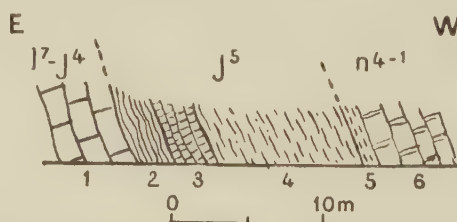


FIG. 45. — Coupe du Malm au niveau de l'Oued-ed-Douïda (Moul-ed-Demamene).
l7-j4, calcaires du Lias sup.-Dogger-Malm inf.; j5, Argovien (?); n4-1, Néocomien transgressif.
Détail des niveaux 1 à 6 dans le texte.

LE NIVEAU 5 est beaucoup plus mince. Son faciès bien particulier le signale à l'attention. Une excellente coupe en est donnée par la gorge du moyen O. ed-Douïda, au SW de la cote 429. On trouve là une série très redressée (fig. 45), qui comporte de bas en haut :

1. calcaires compacts gris clair, à grain fin, en bancs très durs,
- 2 et 3. intercalations schisteuses et calcaires blanc-jaunâtre en tout petits bancs : 6 m,
4. phtanites compacts violacés, à taches vertes : 10 m,
5. schistes calcaireux jaunes,
6. calcaires compacts en bancs.

Le terme 1 constitue le sommet de notre niveau 4 ci-dessus. Les termes 2 à 4 peuvent être groupés sous le nom d'« Argovien », pour des raisons de faciès. Les termes 5 et 6 sont déjà néocomiens.

Le dernier banc calcaire, sous l'« Argovien », est une roche bourrée de Radiolaires calcitisés, avec quelques spicules de Spongiaires mal conservés. Quant aux « phtanites violacées », qui constituent l'essentiel de l'« Argovien », ce sont d'anciennes radiolarites ayant subi une diagénèse plus ou moins poussée.

Les parties violacées montrent, dans un fond riche en oxyde de fer, de très nombreux Radiolaires, bien reconnaissables mais calcitisés. Les parties verdâtres ne comportent plus de limonite. Dans un fond siliceux très finement cristallisé, on remarque des rhomboèdres de calcite, de taille très variable.

Sur la carte du Moul-ed-Demamene (pl. 3), seuls ont été indiqués en Argovien (?) les niveaux violacés situés immédiatement sous le Néocomien. Dans la même situation, le long de la voie ferrée longeant l'O. el-Kebir, des niveaux vert-olive d'aspect gréseux, en bancs très réguliers (5 à 10 cm), sont visibles sur une quinzaine de mètres d'épaisseur. Ils représentent sans aucun doute un faciès latéral des phtanites violacés.

Ces couches verdâtres montrent, en lame mince, un fond de silice cryptocristalline, voisinant avec de minuscules paillettes phylliteuses et des amas de calcite. Les Radiolaires y sont très nombreux. La roche ayant recristallisé, ils sont souvent à peine reconnaissables. Ces organismes sont conservés sous plusieurs formes :

- globules remplis de cristaux de quartz, sans structure,
- globules remplis de calcédonite radiée,
- globules remplis de chlorite verte,
- contour ou treillisage en silice conservé,
- épigénie en calcite, souvent monocristalline, avec, dans certains cas, au centre, de la silice; forme extérieure floue, soulignée par un anneau ferrugineux.

Ces radiolarites, qui n'ont rien de jaspes à l'examen macroscopique, sont pauvres en oxydes de fer : on ne remarque que des filets d'hématite, perpendiculaires ou parallèles à la stratification.

D. Dogger et Malm de l'Est de la chaîne numidique

Les affleurements en sont minuscules.

LE DOGGER a été jusqu'à présent daté en un seul point, tout à fait fortuitement (ANONYME, 1924, p. 200) : M. Dalloni recueillit en effet au N d'El-Kantour « une Ammonite que M. Roman considère comme une espèce caractéristique du Bajocien ». Dans sa thèse, P. Deleau (1938 c, p. 103) précise qu'il s'agit d'une contre-empreinte de *Cadomites baylei* OPP. Ce fossile proviendrait de calcaires blanchâtres marno-siliceux, alternant avec des marnes gréseuses, visibles alors dans la carrière à chaux de l'Armée-française.

Trois autres petits affleurements ont été rapportés avec doute au Bajocien par P. Deleau. Deux d'entre eux se situeraient aux environs de Jemmapes; nous ne les avons pas revus. Quant au troisième, il se placerait au N de Tarkount (DELEAU, 1938 c, fig. XX). A l'emplacement indiqué par cet auteur, nous avons effectivement trouvé des marnes blanches, en couches très redressées, au contact direct de calcaires massifs lutétiens. Mais ces marnes nous ont montré quelques lits à Nummulites.

LE MALM n'est connu avec certitude qu'au Kef Sebgoud. Nous en avons déjà donné une description (COLOM..., 1953) légèrement différente de celle décrite par P. Deleau, qui découvrit cet affleurement. Rappelons qu'on trouve, au-dessus du Lias lité à silex noirs (Domérien?) :

1. calcaires tendres, d'aspect sableux (quelques dm),
2. banc calcaire compact avec Ammonites (2,50 m environ),

3. poudingue formé de galets calcaires allongés, placés de champ ou obliquement à la stratification générale (1 m environ),
4. calcaire pulvérulent, qui nous a fourni un *Laevaptychus latus* (PARK.),
5. calcaires lités gris-jaunâtre, à cassure conchoïdale, avec des silex clairs en lits (6 m environ).

Le niveau 2 a livré à P. Deleau (1938 c, p. 108-109) les Ammonites suivantes, dont la détermination avait été revue par F. Roman : *Phylloceras* gr. *mediterraneum* NEUM., *Lytoceras orsinii* GEMM., *Perisphinctes* sp., *Streblites tenuilobatus* OPP., *Waagenia* sp. Le *Streblites* caractérise le Kiméridgien inférieur. Si les formes lisses ont une répartition stratigraphique très large, les *Waagenia* sont essentiellement kiméridgiennes, tout au plus du Tithonique inférieur.

Une lame mince taillée dans la gangue d'un *Perisphinctes* nous a montré, outre des débris coquilliers (tissu d'Echinodermes, sections de Crinoïdes du genre *Saccocoma*, Mollusques), de très nombreuses zoospores de *Globochaete alpina*, des « filaments barbelés », des chapelets de Girvanelles, des débris d'*Aptychus*, des Foraminifères (Frondiculaires), des Radiolaires calcitisés, quelques Fibrosphères et de rares Ostracodes.

Le niveau 3 suggère un remaniement sur place d'une vase calcaire, immédiatement après sa consolidation.

Une lame taillée dans le calcaire enrobant le *L. latus* a révélé, dans un fond microcristallin, des zoospores de *Gl. alpina* et d'*Eothrix alpina* LOMB., des débris de Crinoïdes (*Saccocoma*) et d'*Aptychus*, de très nombreuses Fibrosphères, d'abondants Radiolaires calcitisés (en général *Spumellaria*, mais parfois *Nassellaria*) et de rares Ostracodes. On peut noter de rarissimes Calpionelles (*Calpionella alpina*?) : ce niveau 4 du Sebgoud serait donc déjà du Tithonique franc ou du Berriasien.

Les calcaires à silex 5 sont néocomiens, au moins à leur sommet, où ils ont fourni une association caractéristique de Calpionelles (p. 247).

Outre l'affleurement du Sebgoud, on peut soupçonner ailleurs l'existence de Malm. C'est ainsi que des calcaires nous ont montré, au S de Tarkount, des zoospores de *Globochaete alpina*, accompagnées de « formes connexes » d'Aug. Lombard (1937, pl. XIX, fig. 225-226), de nombreux *Spumellaria* calcitisés et d'Ostracodes. L'absence, dans ces couches, de Calpionelles et de *Nannoconus*, la présence de *Globochaete alpina*, surtout connue au Jurassique supérieur, peut faire croire qu'il existe à Tarkount du Malm antérieur au Tithonique franc.

3. — CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

La pauvreté en faunes, particulièrement en macrofaunes, du Dogger et du Malm est un fait fréquent dans presque toute la Berbérie. Nous ne pourrions guère non plus nous baser sur les faciès, ceux-ci variant parfois davantage dans une même formation qu'ils ne le font d'un étage à l'autre.

De toute manière, aucune discontinuité importante n'apparaît dans ces séries. On a l'impression d'une liaison étroite entre Lias et Dogger comme entre Dogger et Malm. L'existence de lacunes est malgré tout possible, bien qu'aucun fait ne justifie actuellement une telle hypothèse.

Nous examinerons successivement les ensembles suivants : Lias supérieur (p.p.)-Dogger, Malm inférieur-moyen, Kiméridgien, Tithonique.

A. — LE LIAS SUPÉRIEUR (p.p.) - DOGGER

Dans le Nord-Constantinois, le Dogger n'est daté objectivement qu'en un point, par le *Cadomites* de Col-des-Oliviers (Bajocien).

Au Dj. Sidi-Marouf, on trouve des calcaires en petits lits alternant avec des marnes. Si l'on en croit les Astartes, il s'agirait de Dogger pour la majeure partie. On notera aussi, dans cette série,

épaisse d'environ 200 m, la présence de filaments microscopiques dont nous verrons plus loin la signification.

Au Moul-ed-Demamene, dans l'écaïlle de Tissimiran, les faciès correspondants sont plus marneux à la base, plus calcaires au sommet. Les marnes jaunâtres, assez détritiques, base de la série, ont fourni des Astartes et des Ammonites à cachet toarcien; elles montrent une grande richesse en filaments analogues à ceux du Marouf. Des calcaires oolitiques surmontent ces marnes ou en représentent un faciès latéral à divers niveaux. Le seul point à souligner est la présence de Trocholines (*T. cf. elongata* LEUP.) dans certaines pseudoolites de ces calcaires, et cela jusque dans des niveaux assez bas du « Lias supérieur-Dogger ». Jusqu'à présent, ces Foraminifères, surtout représentés dans le Tithonique alpin (nous les trouverons à ce niveau au Sidi-Marouf) n'avaient pas été signalés au-dessous du Malm, tout au plus dans la base du Jurassique supérieur du Quercy (CUVILLIER, 1951, pl. IX et X).

Nous devons ajouter un mot au sujet des *filaments microscopiques* si répandus dans les niveaux de calcaires tendres du Jurassique moyen de notre région. Il s'agit de longs et minces filaments barbelés, en général rectilignes, parfois ondulés, formés d'un seul cristal de calcite, l'extinction se faisant à peu près suivant l'allongement. Parfois, ils paraissent montrer un canal axial. La nature zoologique de ces restes est énigmatique : nous y reviendrons plus loin. Il est vraisemblable que ces filaments sont identiques aux « spicules d'Alecyonaires » de la région de Ghar-Rouban (LUCAS, 1942, pl. XI), rares dans le sommet du Toarcien mais très abondants dans l'Aalénien et le Dogger; de tels « spicules » ont aussi été signalés dans le Dogger des monts du Hodna (GLAÇON, 1952, p. 65). Ces filaments sont aussi identiques aux « coquilles de Halobias », connues aux Baléares à l'Aalénien-Dogger (COLOM, 1947). Ils apparaissent aussi (« filaments d'Algues? ») dans le Lias supérieur et surtout dans le Jurassique moyen d'Aquitaine (CUVILLIER, 1951, pl. VIII et IX) et d'ailleurs.

Une telle localisation stratigraphique, dans un domaine très étendu, mérite crédit. Pouvons-nous préciser, en Algérie orientale, la répartition de ces organismes? Tout d'abord, ni le Domérien supérieur daté ni le Toarcien moyen daté ne nous en ont montré : c'est donc soit à l'extrême sommet du Lias, soit au Dogger, que ces filaments apparaissent.

Dans le Djurdjura, ils semblent représentés en tout cas à l'Aalénien. M. P. Fallot a eu l'obligeance de nous confier des matériaux qu'il a recueillis au col Blanc, sur le versant nord de l'Haïzer. On observe dans le Tithonique à *Himalayites*, des Ammonites remaniées de l'Aalénien (*Erycites fallax*, etc.). Des lames minces taillées dans la gangue originelle de ces dernières, conservée dans l'intérieur des coquilles, nous ont montré de nombreux filaments barbelés et des Radiolaires.

Sous réserve de confirmation paléontologique sérieuse, nous admettons que les assises jurassiques de la chaîne numidique où ces restes *abondent* correspondent à l'Aalénien-Dogger¹.

Pour ce qui est des *Radiolaires*, il convient de souligner leur existence dans le Toarcien basal du Sidi-Marouf et dans les marnes du « Lias supérieur-Dogger » du Moul-ed-Demamene. Ils y sont d'ailleurs peu abondants. Rappelons qu'aux Baléares, ces organismes sont aussi connus dès le Toarcien (FALLOT, 1922, p. 67; COLOM, 1947, p. 46-47). Dans l'E de la chaîne numidique, nous les avons vu apparaître dès le Sinémurien à *Arnioceras* et *Rhynchonellines*.

B. — LE MALM INFÉRIEUR ET MOYEN

Rien ne permet encore de le dater. Conventionnellement, nous faisons débiter le Malm aux premiers bancs de calcaires à silex clairs. Au Moul-ed-Demamene, le passage du Dogger au Malm se

1. Ces restes, plus rares, se rencontrent néanmoins jusque dans le Jurassique terminal (p. 211).

faisant très progressivement, nous avons groupé cartographiquement les dépôts de ces périodes (pl. 3). Quoi qu'il en soit, les formations de calcaires à silex totalisent 100 à 200 m au Sidi-Marouf, 150 à 200 m au Moul-ed-Demamene.

Au-dessus des calcaires à silex de ce dernier massif, viennent des phtanites à Radiolaires, violacés ou verdâtres. Sur la foi du faciès, déjà connu dans les Babors (EHRMANN, 1924, p. 169), nous avons considéré qu'il s'agissait d'« Argovien » par comparaison avec maintes régions d'Algérie où cet étage-repère est bien connu (SAVORNIN, 1931, p. 258) ; il faut d'ailleurs préciser que des faciès très voisins apparaissent un peu au-dessous de l'Argovien daté du Bou-Taleb (BERTRANEU, 1952, p. 47).

Nous serions amené de la sorte à paralléliser la totalité des calcaires à silex du Moul-ed-Demamene à la partie inférieure de ceux du Sidi-Marouf ; l'« Argovien » ne se distinguerait pas dans ce dernier chaînon, où il aurait l'aspect de calcaires à silex, faciès montant vraisemblablement dans tout le Lusitanien.

Remarquons toutefois que ces niveaux « argoviens » bariolés miment certains faciès connus dans le Tithonique. Si, au Moul-ed-Demamene, il s'agissait ainsi de Portlandien, il y aurait correspondance exacte des couches à silex de ce massif avec celles du Sidi-Marouf. L'absence de Calpionelles et de Chlorophycées dans les couches bariolées nous incite cependant à en faire, temporairement, de l'« Argovien ».

C. — LE KIMÉRIDGIEN

C'est tout à fait arbitrairement que nous avons rapporté à cet étage la série à dominante dolomitique du Dra-el-Kasba : au vrai, il peut s'agir d'un tout autre niveau du Jurassique, tout particulièrement de Lias basal. Par contre, au Sidi-Marouf, la barre de calcaires compacts kiméridgiens est mieux définie, par sa subordination immédiate aux niveaux tithoniques.

Des calcaires ou dolomies, compacts, ont été définis à la base du Tithonique du Djurdjura (FLANDRIN, 1952, p. 17 ; LAMBERT, 1955). C'est aussi le lieu de rappeler les formations oolitiques qui ont été notées à un niveau mal défini du Jurassique supérieur dans l'E des Babors (LAMBERT, 1949).

Le Kiméridgien est bien caractérisé dans l'E de la chaîne numidique, grâce à la faune à *Streblites tenuilobatus* du Kef Sebgoud. Il y repose directement sur le Lias.

Le diagnostic microscopique du Kiméridgien (au sens large, en y joignant éventuellement le sommet du Lusitanien et l'extrême base du Portlandien) peut être assez aisé quand on se trouve en présence de calcaires à grain fin : absence systématique de Calpionelles, abondance de Chlorophycées (*Globochaete alpina*, *Eothrix alpina*).

D. — LE TITHONIQUE

C'est l'étage du Jurassique supérieur le mieux défini. Ses faciès sont très variables. Sa puissance est de plusieurs centaines de mètres, tant au Sidi-Marouf qu'au Moul-ed-Demamene. Bien qu'il nous ait livré quelques *Aptychus*, il n'y a aucune trace, dans la chaîne numidique, des calcaires noduleux à Ammonites (« fausses-brèches ») connus dans le Djurdjura.

Les meilleurs repères paléontologiques sont ici constitués par les Calpionelles. Il convient de préciser que ces Tintinnoïdiens ne semblent pas apparaître dès la base du Tithonique¹ : ainsi au S de Tunis (COLOM..., 1953), le Tithonique inférieur, bien daté par des Ammonites, ne montre pas de Calpionelles, tandis que la partie moyenne et supérieure de cet étage en présente.

L'ordre de succession des espèces paraît être le suivant :

Calpionella alpina et *C. elliptica*.

1. Les citations de Calpionelles dans des niveaux antérieurs au Tithonique ne sont pas très convaincantes.

— Outre les deux espèces précédentes, apparition de *Tintinnopsella carpathica* et de *Stenosemellopsis hispanica*.

Cette dernière association indique qu'on se trouve très près de la base du Crétacé, sinon déjà dans le Berriasien. Soulignons aussi que les espèces du genre *Calpionella*, seules connues dans le Tithonique, se poursuivent au Berriasien : dans ce dernier étage, en principe, d'autres genres de Calpionelles (*Tintinnopsella*...) apparaissent.

Les Algues (Chlorophycées?) donnent aussi d'assez bonnes indications stratigraphiques. Dans le domaine alpin où elle a été définie, comme aussi, selon J. Vogler, aux Indes néerlandaises, on rencontre *Globochaete alpina* dès l'Argovien et jusqu'au Néocomien inférieur (LOMBARD, 1945). A Majorque, cette Algue serait surtout tithonique, quoique montant jusque dans le Valanginien (COLOM, 1947). Dans le Nord-Constantinois, elle apparaît avec certitude dans le Kiméridgien du Sebargoud, s'épanouit au Tithonique, persiste dans le Berriasien de la région de Texenna et dans le Valanginien au S d'El Milia, bien qu'elle soit absente dans les niveaux comparables de l'E de la chaîne numidique. Des organismes bien analogues existent dans les calcaires gothlandiens des Beni-Afeur et les calcaires sinémuriens du Dj. Rhedir : aussi convient-il d'être très prudent encore sur ces restes.

Les Fibrosphères sont des organismes encore plus mystérieux, excellemment figurés par G. Colom (1948), qui les a observés depuis le Dogger jusqu'au Barrémien, en Espagne et aux Baléares. Il est peu vraisemblable que les *Fibrosphaerae* de J. de Lapparent, provenant du Danien d'Hendaye, soient identiques aux *F. minutissima* COLOM du Jurassique supérieur : l'épaisseur de la couronne fibreuse par rapport au diamètre général paraît beaucoup plus faible dans les exemplaires d'Hendaye. Quoi qu'il en soit, nous avons vu apparaître, dans le Nord-Constantinois, les Fibrosphères, douteuses il est vrai, dans le Malm inférieur du Marouf, présenter leur maximum au Kiméridgien et au Tithonique et se poursuivre dans le Valanginien et le Barrémien.

Les Crinoïdes *Saccocomidae* ont été mis en évidence en lames minces sous le nom de « thalles d'Ulvaes? » par A. Lombard (1937 et 1945). Leur nature zoologique réelle vient d'être annoncée par R. Verniory (1954), qui a observé ces curieux restes depuis le Séquanien inférieur jusqu'au Tithonique inférieur de Suisse. Dans le Nord-Constantinois, nous les avons rencontrés depuis le Kiméridgien daté jusqu'au Valanginien daté. Des restes analogues ont été aussi notés dans le Sénonien du col d'El-Kantour (p. 308).

4. — CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Au cours du Jurassique moyen et pendant la plus grande partie du Malm (sauf au Kiméridgien et au Tithonique), les traits paléogéographiques du Nord-Constantinois ont dû demeurer à peu près identiques à ceux du Lias (fig. 46).

Le fait essentiel est l'existence, sur l'axe actuel de la chaîne sud-numidique (partie ouest) d'une mer relativement profonde¹, dont les rivages devaient se trouver à quelques dizaines de kilomètres plus au N. Le domaine que nous avons déjà supposé émerger au Lias, et auquel correspond la majeure partie de l'actuel massif ancien, a dû conserver son individualité. Nous verrons cependant qu'au Malm supérieur, une importante transgression a réduit notablement sa superficie.

1. Les sédiments déposés dans cette zone sont essentiellement calcaires, et non marno-schisteux, comme une comparaison injustifiée avec le Rif pourrait le faire croire.

A. — LE LIAS SUPÉRIEUR-DOGGER

Le passage du Lias au Dogger est progressif dans l'W de la chaîne numidique (le cas du Bajocien de l'Armée-française, dans l'E de la chaîne, étant réservé). On a souligné, dans bien d'autres secteurs de la Méditerranée occidentale, l'imprécision de la limite entre ces deux périodes : ainsi aux Baléares (COLOM, 1947, p. 52), dans les Babors...

Dans nos régions, le Dogger apparaît sous deux faciès assez différents : d'une part celui de marnes riches en éléments détritiques, de l'autre celui de calcaires oolitiques.

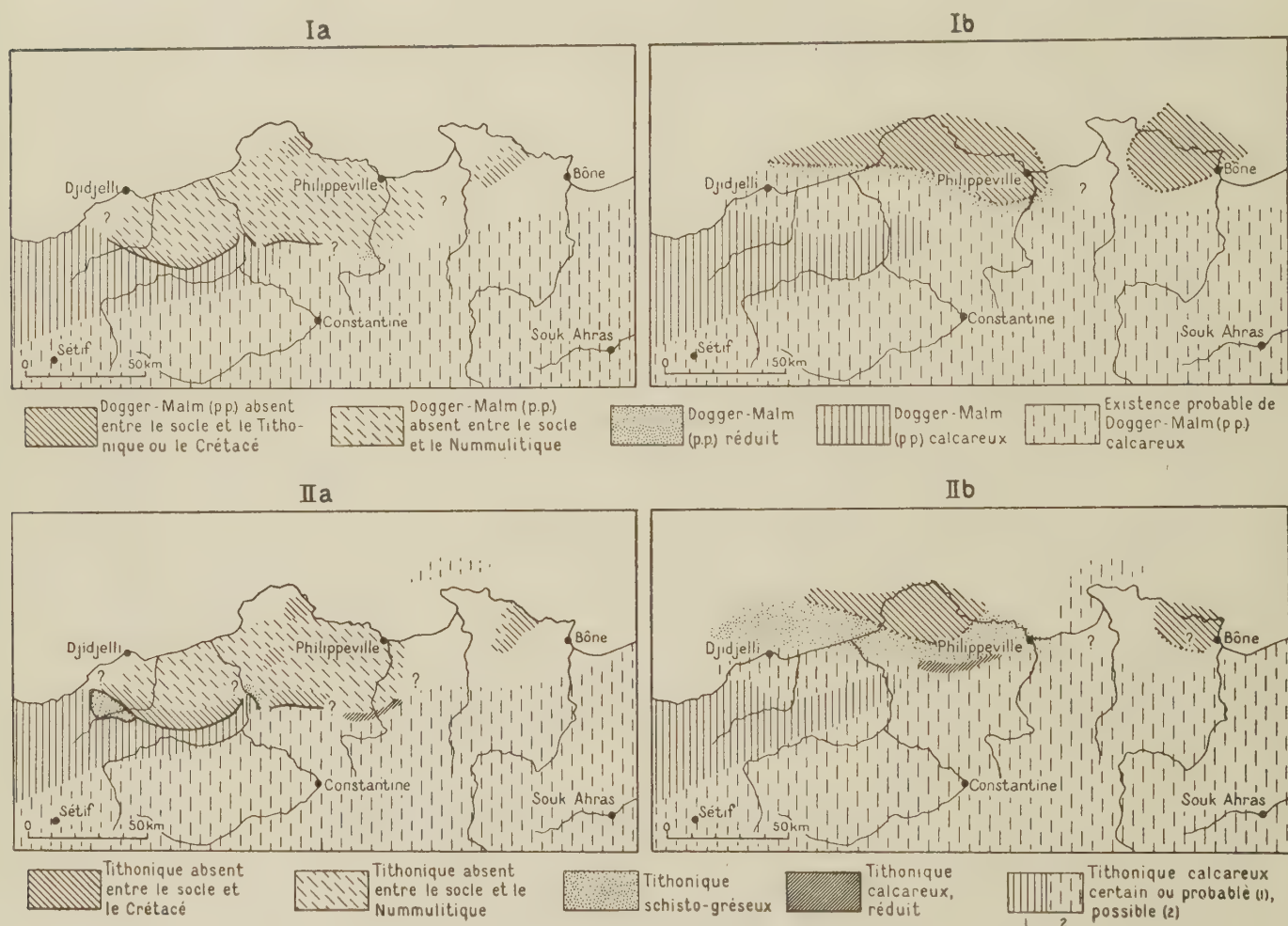


FIG. 46. — Répartition des zones de sédimentation du Dogger et du Malm (en grande partie théorique).
I, Dogger et Malm (infra-tithonique); II, Tithonique. a, état actuel des affleurements; b, état avant charriages.
Le trait fort (Ia, IIa) correspond au front kabyle, le ponctué fort (Ib, IIb) à la limite des dépôts (rivages?).

1. Le faciès le plus répandu est celui de marnes grossières, où l'apport détritique est abondant mais très fin; les passées calcaires sont elles aussi riches en matériel clastique.

Ces formations sont franchement marines, mais il est malaisé d'en préciser la bathymétrie. Les seuls éléments significatifs peuvent être les « filaments » à barbelures, si répandus à ce niveau.

Il nous semble probable que ces restes sont liés aux *Cancellophycus*. Des lames minces taillées au niveau de ces derniers organismes dans des calcaires du Dogger des Alpes-Maritimes nous ont montré une extraordinaire abondance de tels « filaments ».

On peut discuter la position zoologique réelle des *Cancellophycus*. Aux yeux de G. Lucas, il s'agit d'Alcyonaires. Les « filaments » seraient de la sorte assimilables aux spicules de ces organismes (dont la répartition bathymétrique moyenne irait de 200 à 1.000 m, si l'on se base sur les dragages du *Challenger*). Pour d'autres auteurs, il s'agit au contraire d'Algues de position systématique douteuse : ce qui justifierait l'appellation de « filaments d'Algues » pour les débris observés en lame mince. L'allure rubanée de ces derniers, leur extraordinaire minceur, les barbelures qu'ils présentent, pourraient militer en faveur de cette seconde hypothèse. Il s'ensuivrait que les formations à *Cancellophycus* seraient plutôt néritiques que bathyales, et que, là où ces organismes pullulent à la surface des bancs, on pourrait en retirer une indication de faible profondeur. De la sorte, suivant l'hypothèse adoptée (Alcyonaires ou Algues), on arrive *en moyenne* à des conclusions diamétralement opposées.

L'absence de *Cancellophycus* reconnaissables est cependant à noter dans notre zone. Et cela d'autant plus que ces organismes ont été repérés dans le Dogger de régions assez voisines : Bou-Taleb (SAVORNIN, 1920, p. 153) et environs (GLAÇON, 1952), peut-être aussi Babors (EHRMANN, 1924, p. 168).

La présence de « filaments » très probablement empruntés aux *Cancellophycus* est d'autant plus remarquable. On peut admettre que de tels débris ont pu être dilacérés sous l'action de courants et transportés en dehors des zones où vivaient normalement ces organismes.

2. *Le second faciès dominant du Dogger est constitué par des calcaires oolitiques, bien développés au Moul-ed-Demamene. Tout indique qu'il s'agit d'oolites in situ, n'ayant pas subi de transport notable. De telles formations sont considérées comme témoignant de faibles profondeurs.*

Les intrications entre ces deux faciès (calcaires oolitiques et marnes détritiques à « filaments » de *Cancellophycus*?), leur alternance répétée aussi, poussent à croire qu'il s'agit, dans les deux cas, de formations déposées sous une faible tranche d'eau. Il est aisé d'expliquer la présence d'éléments détritiques, provenant de la zone émergée plus septentrionale.

On ne peut s'empêcher de comparer, sous le rapport des faciès, le Jurassique moyen de Petite Kabylie avec le « Dogger à Zoophycos » des Préalpes suisses. Celui-ci comporte (voir en particulier les travaux de A. Jeannet) une épaisse série de marnes, parfois sableuses, à lits de calcaires marneux, avec des passées oolitiques : faciès vraisemblablement peu profonds auxquels se mêlent des horizons à Végétaux, des lits de fines brèches, des lentilles de charbon et parfois (sommet du Dogger) de véritables conglomérats.

Ces faciès du Dogger sont un peu exceptionnels dans les régions littorales d'Afrique du Nord. En effet à cette époque les calcaires lités à silex sont beaucoup plus généralement répandus (Ouarsenis, Babors, Bou-Taleb, Dj. Zaghouan); on les rencontre aussi fréquemment dans les cordillères bétiques (ALMELA et RIOS, 1953) et aux Baléares (FALLOT, 1931-33, p. 72).

B. — LE MALM INFÉRIEUR ET MOYEN

Le changement de régime sédimentaire s'effectue progressivement; on arrive finalement à des dépôts franchement calcaires. Les apports détritiques ont presque totalement cessé. La profondeur marine est inconnue : ni les faunes ni les faciès ne peuvent nous guider avec certitude.

Les calcaires du Malm inférieur et moyen, en général finement cristallins, montrent cependant parfois des types grumeleux (argileux) analogues à ceux que l'on trouvait associés aux calcaires oolitiques du Dogger.

Les restes organiques ne constituent qu'une faible part de ces roches. On doit souligner cependant la présence occasionnelle de « filaments » de *Cancellophycus* (?), de spicules de Spongiaires, mais surtout, presque constamment, d'un plancton abondant de Radiolaires, essentiellement de *Spumellaria*.

De tels organismes ne peuvent nous fixer sur la bathymétrie. Avec G. Lucas (1942, p. 45), nous admettons que leur abondance témoigne seulement de mers largement ouvertes. Nos roches à Radiolaires se présentent sous deux faciès, tous deux déjà signalés dans les régions, plus occidentales, des Babors (EHRMANN, 1942 b).

Ce sont d'abord des *calcaires à Radiolaires*. Les tests de ces animaux ont été épigénisés par de la calcite. La silice ainsi libérée doit vraisemblablement avoir été rassemblée dans les silex si répandus à ces niveaux et dont aucun autre organisme siliceux (comme les Spongiaires) ne saurait ici rendre compte.

Ce sont ensuite des *jaspes à Radiolaires*, connus déjà au Dogger et que nous retrouverons au Tithonique, mais qui semblent particulièrement répandus à un certain niveau, « argovien », du Moul-ed-Demamene (il paraît en être de même dans les Babors : EHRMANN, 1942 b). Nous ne pensons pas que de tels épisodes siliceux témoignent obligatoirement de grandes profondeurs. La pullulation des Radiolaires peut être due à d'autres facteurs. L'intercalation de ces radiolarites dans des séries calcaires prouve d'ailleurs que les conditions n'étaient pas abyssales. Au surplus, on connaît des exemples de conglomérats grossiers, certainement peu profonds sinon côtiers, dont le ciment est un véritable jaspé à Radiolaires.

On doit aussi rappeler la grande similitude existant entre nos calcaires à silex du Malm et des formations analogues de la Méditerranée occidentale : cordillères bétiques (ALMELA et RIOS, 1953), Apennin...

C. — LE MALM SUPÉRIEUR

LE KIMÉRIDGIEN (?) du Sidi-Marouf est constitué par des calcaires oolitiques, quelquefois avec des couches à Huîtres, qui indiquent un retour aux conditions franchement néritiques connues au Lias inférieur. C'est un tout autre faciès que l'on trouve au Seburgoud, sous forme d'un calcaire à grain fin, extrêmement riche en débris organiques, particulièrement en Algues planctoniques. Celles-ci ne semblent pas susceptibles de fournir la moindre indication de milieu : on les a observées indifféremment dans des formations franchement marines (cas le plus général) et dans des calcaires saumâtres comme ceux du Purbeckien (LOMBARD, *in* COLOM, 1947, p. 67).

LE TITHONIQUE montre une épaisseur considérable (de l'ordre de 300 m) et une assez grande variété de faciès. Celle-ci traduit un important changement paléogéographique : la transgression marine sur la marge des régions de Petite Kabylie jusque-là dénuées de dépôts mésozoïques.

C'est ainsi que le Portlandien semble constituer, dans l'unité supérieure du Moul-ed-Demamene, la couverture directe du Paléozoïque. La transgression est marquée à la base (aujourd'hui au sommet, car la série est renversée) par des dépôts gréseux, souvent puissants. Dans la partie septentrionale (aujourd'hui la plus au S), les faciès schisteux et gréseux (Flysch au sens large) envahissent tout le Tithonique¹. Dans la partie méridionale (aujourd'hui la plus au N), les faciès deviennent progressivement moins grossiers : la sédimentation y est schisto-calcaire. Dans des zones de sédimentation encore plus méridionales (comme au Dj. Sidi-Marouf), on ne rencontre plus guère au Tithonique que des faciès calcaires et marneux.

Dans une note en collaboration avec A. Lambert (1955), nous venons d'annoncer que le Tithonique prenait, aux abords immédiats des amygdales kabyles, un faciès très détritique, mimant le Flysch

1. D'autre part on ne peut exclure l'hypothèse que le Flysch crétacé, bordant le massif ancien de Petite Kabylie entre le Sidi-Marouf et Texenna, comporte à sa base des niveaux tithoniques.

crétacé et plus encore certains niveaux « numidiens ». Dans ce chapitre, nous en avons décrit les aspects dans l'unité supérieure du Moul-ed-Demamene. On en retrouve de très analogues dans la « nappe de Guerrouch », qui s'étend entre la zone de Texenna et les cols de Selma et d'El-Aouana : les assises, extrêmement puissantes, de cette unité, tout récemment reconnue, seront décrites dans le chapitre suivant. Il est en tout cas presque certain que le Tithonique y existe sous forme d'alternances, puissantes, de grès psammitiques et de schistes plus ou moins calcareux, ce régime se poursuivant pendant tout le Néocomien.

Nous avons retrouvé ce faciès à l'W de Bougie et au S du Djurdjura. Il existe aussi vraisemblablement près d'Oran (GOURINARD, 1952, p. 23-28) et peut-être au S de la Dorsale rifaine (FALLOT, 1937, p. 386-393).

En même temps qu'une extension du domaine marin, très sensible mais difficile à limiter vers le N, le Portlandien a dû voir un approfondissement corrélatif, qui peut avoir été assez notable, surtout par rapport au Kiméridgien (?) oolitique du Marouf.

L'existence de jaspes à Radiolaires¹, la fréquence des calcaires à grain fin riches en plancton (Calpionelles, Chlorophycées, Radiolaires), jusque dans les zones les plus septentrionales, sont sans aucun doute des caractères de mer largement ouverte. La liaison apparaît étroite avec les mers « alpines ».

La ressemblance de plusieurs termes du Tithonique du Marouf avec certains niveaux connus aux Baléares à la même époque (COLOM, 1947, p. 38 à 74) peut parfois être poussée jusque dans le détail : ainsi, vers la base de l'étage, l'existence de calcaires à lits siliceux et de fausses-brèches (exceptionnelles dans notre région). C'est aussi la présence, plus haut, de niveaux oolitiques passant à de fins poudingues calcaires et de couches à « filaments » de *Cancellophycus* (?).

Il existe d'autres ressemblances fauniques intéressantes entre notre région et les mers « alpines ». D'une part, c'est la présence, dans l'W de la chaîne numidique, de Trocholines (« *Coscinoconus* »), définies dans les Alpes suisses mais dont l'aire de répartition englobe aussi le bassin aquitain et les Baléares. Leur valeur stratigraphique semble d'ailleurs faible (du Dogger à l'Aptien, au moins). Ces Foraminifères apparaissent le plus souvent dans des faciès oolitiques ou à débris, impliquant des conditions d'assez faible profondeur. C'est le cas dans le « Dogger » du Moul-ed-Demamene et dans divers niveaux tithoniques du Sidi-Marouf.

La similitude de faciès est totale avec les couches à Trocholines de l'Aptien de Minorque (COLOM, 1947, pl. IV). Là encore ces organismes sont enrobés dans une pellicule calcaire. Il ne semble pas nécessaire, dans ce dernier cas, d'invoquer un remaniement de calcaires tithoniques : aux Baléares, ce faciès est d'ailleurs jusqu'ici inconnu dans le Jurassique terminal.

D'autre part, c'est la présence, sous forme de galets remaniés dans le Sénonien, de calcaires à Clypéines (*Clypeina jurassica* FAVRE).

La répartition de cette espèce de Dasycladacées (MORELLET, 1950) doit être rappelée. On l'a signalée dans tout le domaine méditerranéen (Grèce, Provence, Haute-Savoie, Alpes suisses) ou à ses abords (Jura méridional, Grands Causses, Hauts Plateaux d'Oranie), à divers niveaux marins ou saumâtres du Jurassique supérieur qui, lorsqu'ils ont pu être définis, se sont avérés appartenir au Kiméridgien ou au Tithonique ; au Salève, cette Algue persiste jusque dans l'extrême base du Valanginien.

La présence de rares niveaux oolitiques ou à débris roulés (Sidi-Marouf) n'exclut nullement que les éléments de ces calcaires se soient déposés plus près des rivages et qu'ils aient été amenés dans des zones plus profondes par le jeu des courants.

1. De semblables jaspes ont été signalés déjà dans le Tithonique des Babors (EHRMANN, 1942 b), du Djurdjura et des environs de Palestro (LAMBERT, 1945).

La transgression tithonique présente une relative généralité dans le domaine de la Méditerranée occidentale. Tant aux Baléares (FALLOT, 1922) que dans le S de l'Apennin, en Sicile ou dans le domaine des Kabylies¹, soit au cap Ténès (LAMBERT, 1945) soit au S de la Grande Kabylie (LAMBERT, 1945; FLANDRIN, 1952), le Tithonique repose directement sur des termes plus ou moins anciens (fréquemment liasiques) du Jurassique². Deux explications peuvent en être données. L'une, classique, serait d'admettre une émergence au cours des temps jurassiques ou une érosion en rapport avec une phase tectonique antéportlandienne. L'absence de discordance angulaire de détail incontestable permet de douter d'une telle érosion; et rien n'appuie la notion d'une émergence généralisée, qui eut dû entraîner un décapage au moins partiel du Lias.

Une seconde hypothèse invoquerait des lacunes plus ou moins totales selon les points, intéressant tel ou tel niveau suivant les zones, à la faveur de courants violents et permanents, qui pouvaient empêcher toute sédimentation durant des temps considérables³ (voir Arn. HEIM, 1946).

Ces irrégularités de sédimentation, pouvant entraîner des discordances cartographiques appréciables, auraient pris fin au Malm supérieur, lors d'une transgression tithonique, reflet tardif, dans le domaine de la Méditerranée occidentale, des mouvements sensibles que l'on a mis en évidence dans le Haut-Atlas et l'Anti-Atlas avant le Kiméridgien, en Oranie septentrionale avant le Séquanien, etc. Cette transgression s'amorce au Tithonique dans l'W de la chaîne numidique, où elle a laissé des témoins directement sur le socle paléozoïque. Dans l'E de la chaîne, elle aurait débuté, au moins localement, dès le Kiméridgien.

5. — FOSSILES DU DOGGER ET DU MALM

AALÉNIEN-DOGGER

	Sidi-Marouf	O. Itera	Moul-ed-Demamene	Col des Oliviers
<i>Trocholina</i> cf. <i>elongata</i> (LEUP.)?			+	
<i>Trocholina</i> cf. <i>alpina</i> (LEUP.)			+	
<i>Astarte</i> cf. <i>minima</i> PHILL. in MOR. et LYC.	+	+		
<i>A. gr. depressa</i> GOLDF. in MOR. et LYC.		+		
<i>Nannolytoceras tripartitum</i> (RASP.)?	+			
<i>Cadomites baylei</i> OPP. ⁴				+

MALM INFÉRIEUR ET MOYEN

	Sidi-Marouf
<i>Fibrosphaera minutissima</i> COLOM?	+
<i>Astarte</i> cf. <i>pumila</i> Sow.	+
<i>Lytoceras</i> (s.l.) sp.	+
<i>Hecticoceras</i> sp.?	+
<i>Perisphinctes</i> (s.l.) sp.	+

1. Les calcaires à *Lamellaptychus* (*L. cf. angulicostatus* et *L. seranonis*) signalés par L. Glangeaud (1932, p. 126-127) au Chénoua et au Bou-Zegza, sont probablement néocomiens, de telles espèces étant inconnues dans le Tithonique.

2. On notera que, dans l'Atlas tunisien oriental, « la faune du Tithonique inférieur apparaît ... immédiatement au-dessus des assises argoviennes » (CASTANY, 1951, p. 103).

3. Une telle hypothèse a été admise récemment pour le Djurdjura, qui a été comparé sous ce rapport avec le Briançonnais (FLANDRIN, 1953, *B.S.G.F.*, p. 120-121).

4. Exemple récoleté par M. Dalloni (*vide* DELEAU, 1938 c).

MALM SUPÉRIEUR

	Sidi-Marouf	Moul-ed-Demamene	Kef Sema (remanié)	Kef Sebargoud
<i>Fibrosphaera minutissima</i> COLOM	+			+
<i>Globochaete alpina</i> LOMB.	+	+		+
<i>Eothrix alpina</i> LOMB.				+
<i>Clypeina jurassica</i> FAVRE			+	
<i>Trocholina</i> cf. <i>elongata</i> (LEUP.)	+			
<i>Trocholina</i> sp.	+			
<i>Textularia</i> sp.	+			
<i>Haplophragmoides</i> sp.	+			
<i>Calpionella alpina</i> LOR.	+	+		?
<i>C. elliptica</i> CAD.	+	+		
<i>C. massutiniana</i> COL.		+		
<i>C. undelloides</i> COL.?		+		
<i>Calpionellites</i> cf. <i>darderi</i> (COL.)		+		
<i>Stenosemellopsis hispanica</i> (COL.)	+	+		
<i>Tintinnopsella carpathica</i> (MURG. et FIL.)		+		
<i>Saccocoma</i> sp.	+			+
<i>Phylloceras</i> gr. <i>mediterraneum</i> NEUM.				+
<i>Lytoceras orsinii</i> GEMM.				+
<i>Perisphinctes</i> sp.				+
<i>Streblites tenuilobatus</i> OPP.				+
<i>Waagenia</i> sp. ¹				+
<i>Laevaptychus latus</i> (PARK.)	+			+
<i>Punctaptychus punctatus</i> (VOLTZ)	+			
<i>P.</i> cf. <i>monsalsvensis</i> TRAUTH	+			
<i>Belemnites</i> sp.	+			

1. Toutes ces Ammonites sont citées par P. Deleau (1938 c).

RÉPARTITION DES AFFLEUREMENTS
 Complexe détritique de Guerrouch
 (Néocomien p.p. max.)
 Faciès schisto-gréseux (Flysch)
 essentiellement crétacé moyen
 Faciès marneux et marno-calcaire
 Faciès de calcaires subnéocaux

$\mathbb{F}_1$ Valanginien $\mathbb{F}_2$ Hauterivien $\mathbb{F}_3$ Barrémien
 $\mathbb{F}_4$ Aptien $\mathbb{F}$ Calcaires subécifaux remaniés dans le Sénonien



N.B. : Le Berrisien prenant part à la constitution de l'unité sup. du Moul-ed-Demamene et celui du flanc S du (Sidi-Marouf n'ont pas été distingués du Tithonique (voir fig. 29).

CHAPITRE X

LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN

Dans le N du Constantinois, les étages compris entre Berriasien et Turonien (inclus) présentent un faciès lithologique assez uniforme pour une zone paléogéographique déterminée. Aussi les grouperons-nous sous la dénomination « Crétacé inférieur et moyen ».

Ce complexe sédimentaire possède des caractères bien différents de ceux du Jurassique¹ (essentiellement calcaire) sur lequel il repose souvent en discordance, et de ceux du Crétacé supérieur (marnes planctoniques) qui à son tour le surmonte fréquemment en discordance.

Le Crétacé inférieur et moyen revêt au N l'aspect de Flysch schisto-gréseux, au S un faciès de marnes et marno-calcaires à Céphalopodes.

1. — LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN A FACIÈS MARNEUX

HISTORIQUE

Le Crétacé inférieur et moyen n'est pas reconnu depuis très longtemps aux abords de la Petite Kabylie, alors que dans l'E de la chaîne numidique (chaînon Taya-Debar) et dans toute la zone des Hautes Plaines (et jusqu'au Dj. Kheneg), il a été signalé depuis plus d'un siècle par Coquand (1852).

Dans la partie occidentale et centrale de la chaîne numidique, le chaînon du Mcid-Aïcha a été longtemps la seule zone cartographiée en Crétacé inférieur. Pomel (1889) notait ainsi les calcaires de cette montagne et leur soubassement grés-schisteux. Ficheur (1896) reconnut que la majeure partie des calcaires était liasique, mais il considérait encore comme « néocomiennes » les assises formant le flanc nord du Mcid-Aïcha et l'ensemble du Kef Sema (grès et schistes triasiques; calcaires du Lias, *p.p.*; conglomérats et marnes du Crétacé supérieur). L. Joleaud (1910 b) ne laissa plus dans l'Infracrétacé que la série grés-schisteuse, dont il admit par la suite l'âge plus ancien. Rien donc n'est à retenir de ces premiers travaux.

Ce dernier auteur (JOLEAUD, 1912) signala à juste titre l'existence de marnes schisteuses du Crétacé inférieur au centre de la chaîne numidique. Il supposa que leur base appartenait au Néocomien car il découvrit vers leur sommet des fossiles barrémiens (SW de la forêt des Mouïa; douar Sfardjela).

Lors de la réunion de la Société géologique de France (1924), « des Bélemnites et des Ammonites pyriteuses du Crétacé moyen » furent recueillies près d'Hamala, au flanc sud du Mcid-Aïcha.

Vers cette époque, F. Ehrmann (1924) souligna, dans les Babors, l'importance du Crétacé inférieur et moyen, qui contient des niveaux de conglomérats. Nous verrons d'autre part que la carte « Tamesguida » (EHRMANN, 1946), si elle indique justement des marnes néocomiennes au Dj. el-Kalaa, est inexacte en ce qui concerne les environs de Texenna.

Au S d'El Milia, F. Ehrmann (1928 b) cartographia le premier le Néocomien marneux à *Aptychus* mais il y engloba d'autres assises (Flysch schisto-gréseux, Tithonique et même Paléozoïque). Sur la feuille voisine « Aïn-Kechera », G. Bétier (1933) groupa sous une même teinte un ensemble d'assises qu'il attribua au Crétacé inférieur (Néocomien à Aptien).

Les recherches de P. Deleau (1938 c) aboutirent à l'importante découverte, au Dj. Safia, tout à l'E du massif ancien de Petite Kabylie, de calcschistes à faune valanginienne. Si cet auteur ne put

1. Tithonique mis à part.

dater l'Hauterivien, il recueillit d'innombrables Ammonites pyriteuses barrémiennes, notamment au Dj. Safia et aux gisements cités par Joleaud (environs d'Hamala; douar Sfardjela).

L'étude systématique des microfaunes a permis de réviser les contours des terrains du Crétacé inférieur et moyen tracés par cet auteur autour du Meid-Aïcha; la distinction qu'il avait faite de niveaux aptiens, albiens et cénomaniens semble arbitraire.

Dans une note consacrée au Néocomien¹ de l'W de la chaîne numidique, nous avons (1949 b) considéré à tort comme néocomiennes les marnes schisteuses du revers nord du rocher des Beni-Haroun, qui ont depuis livré des Rosalines.

DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Le Crétacé inférieur et moyen, sous le faciès marneux, n'apparaît, dans l'W de la chaîne numidique, qu'en un petit nombre d'affleurements, de dimensions très réduites en général (fig. 47).

Nous décrirons successivement : la région de Texenna; le massif du Moul-ed-Demamene (écaille de Tissimiran, puis écaille des Kefs); l'anticlinal de l'O. Itera et le Dj. Sidi-Marouf; la région à l'W de Sidi-Merouane; la zone au S et au SE du Meid-Aïcha; le Crétacé inférieur remanié dans le Sénonien; la partie orientale de la chaîne numidique.

A. Région de Texenna

En dehors du Néocomien du Dj. el-Kalaa, qui ne sera pas examiné ici, le Crétacé inférieur et moyen n'a été individualisé qu'en deux petits affleurements (pl. 2), au Kef bou-Hanni et au Dj. Sigmounane.

Le Kef bou-Hanni, à l'E du Dj. Sidi-Mansour, est un rocher constitué par des poudingues calcaires dont les galets, empruntés au Lias, sont très bien cimentés. Au NW du kef, des marnes en plaquettes, déjà connues de A. Lambert, nous ont livré quelques Ammonites et de très frustes *Aptychus*. Ces marnes et les conglomérats massifs auxquels elles semblent passer à l'E appartiennent très probablement au Néocomien-Barrémien. Le Sénonien marneux entoure ces formations.

Le Dj. Sigmounane, un peu plus à l'E, montre un anticlinal de Crétacé inférieur et moyen, en relation étroite avec une bande de Trias diapir. La plupart des contacts avec le Sénonien qui l'entoure sont de ce fait anormaux. Le long de l'arête du Dj. Sigmounane (fig. 48, coupe 2), on peut observer au flanc S de l'anticlinal, de bas en haut :

1. calcaires grisâtres en plaquettes à vermiculations,
2. marnes et marno-calcaires jaunâtres, souvent à patine jaune ou rosée,
3. marnes avec bancs de microconglomérats calcaires (Sénonien, discordant?).

D'autre part, sur le flanc occidental du profond ravin situé à l'W du Sigmounane (fig. 48, coupe 1), on voit sous les marnes noires et grises à rognons calcaires jaunes du Crétacé supérieur, des marno-calcaires jaunâtres bien lités à intercalations d'argilites schisteuses noires.

Ces formations sont difficiles à dater. Elles n'ont livré comme microfaune que de minuscules *Trochammina* sans valeur stratigraphique. Cependant nous avons recueilli, en compagnie de A. Lambert, à mi-hauteur du versant ouest du ravin ci-dessus précisé (coupe 1) des fragments de petites Bélemnites rapportées avec doute² au genre *Parahibolites* (Aptien à Cénomaniens inférieur).

1. Ce terme y était employé comme synonyme de l'ensemble Berriasien à Barrémien. Nous en excluons actuellement ce dernier étage.

2. Déterminations de MM. M. Delattre et J. Roger.

Cette indication est d'autant plus intéressante que plus à l'W, dans les Babors, des niveaux vraco-niens (?) situés à la base du Cénomaniens possèdent un faciès comparable et ont aussi livré des Bélemnites.

Les rapports de ces horizons¹ avec le Crétacé plus ancien sont complètement inconnus dans le cas qui nous occupe.

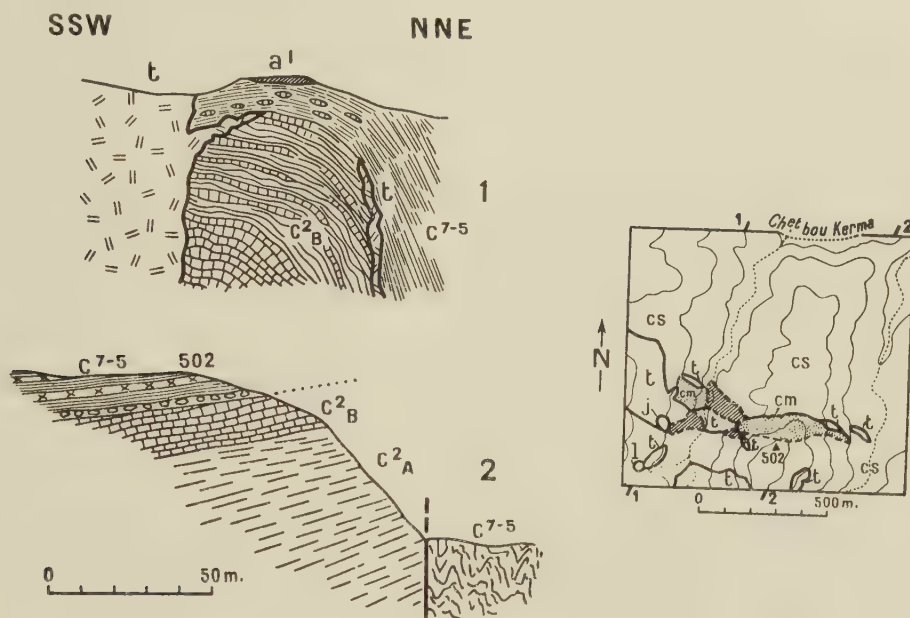


FIG. 48. — Le Crétacé moyen de l'anticlinal du Dj. Sigmounane.

t, Trias diapir; c², Vraconien? (voir texte); c⁷-⁸, Sénonien; a¹, alluvions. Trace des coupes 1 et 2 sur le carton droit. Celui-ci comporte; t, Trias; l, Lias; j, Dogger ou Malm; cm, Crétacé moyen; cs, Sénonien; barré oblique, éboulis,

B. Massif du Moul-ed-Demamene

Le Crétacé inférieur semble représenté dans l'unité supérieure (nappe) par ses niveaux les plus bas : certaines associations de Calpionelles (p. 214) laissent en effet supposer l'existence du Berriasien, sous un faciès d'ailleurs assez détritique. Mais c'est essentiellement dans l'écaille moyenne (de Tissimiran) et dans l'écaille inférieure (des Kefs) que le Crétacé inférieur offre un beau développement.

ÉCAILLE DE TISSIMIRAN

Nous distinguerons trois groupes d'affleurements : le premier au N, près de l'O. ed-Douida, le deuxième à l'E de Kaldoun-Lekhal, le dernier autour de Bou-Djoudoun, plus au S.

1. LES AFFLEUREMENTS DE L'O. ED-DOUIDA permettent d'observer que le Néocomien repose en concordance apparente tantôt sur des phanites à Radiolaires « argoviens » (?) et tantôt, localement, sur les calcaires à silex du Malm inférieur. Le Crétacé inférieur a normalement de 300 à 400 m d'épaisseur, comme on peut s'en assurer le long de la route de Constantine à El Milia. Vers l'E par contre (Mat bou-Hdach), il est réduit à une cinquantaine de mètres : il ne s'agit sans doute pas seulement d'une réduction tectonique.

1. Les marnes, notées en Sénonien (pl. 2), situées à l'E d'Ancer-el-Korn (SE de Texenna) au milieu du Trias diapir, sont peut-être aussi d'âge crétacé moyen,

Il est impossible de faire des coupures lithologiques dans cette série de marnes et de marno-calcaires gris clair à patine blanchâtre¹. La partie inférieure est cependant plus riche en marno-calcaires.

Une excellente coupe se voit le long de la voie ferrée longeant la route de Constantine à El Milia. Les premiers 50 m comportent de gros bancs, assez tendres, de calcaires légèrement détritiques, où des contournements variés (stratification entrecroisée...) témoignent des conditions troublées de la sédimentation. Des marnes schisteuses à *Aptychus* et quelques minces horizons finement conglomératiques (à galets calcaires), où abondent ces mêmes fossiles, séparent les bancs calcaires. Plus haut dans la série, au sein des marnes schisteuses, on trouve des lits de calcaire dur, un peu jaunâtre, avec des Ammonites.

Le banc calcaire par lequel débute la série crétacée, au bord de la voie ferrée, montre en plaque mince un faciès grumeleux, avec de minuscules débris anguleux (10 à 20 μ) de quartz et quelques petites paillettes de muscovite. Les débris organiques y sont variés : fragments d'Échinodermes, de Céphalopodes (en particulier de *Lamellaptychus*), Ostracodes, nombreuses Fibrosphères, quelques Calpionelles (?) et de très probables zoospores de *Globochaete alpina*.

Le Crétacé inférieur de la région de l'O. ed-Douida est bien daté, essentiellement par des Céphalopodes pyriteux. L'extrême base de la série (premiers bancs) a fourni, outre des « *Leptoceras* », des faunes variées :

— Sur le sentier dominant à l'E la voie ferrée :

- Olcostephanus* sp.
- Lamellaptychus didayi* (COQ.)
- + *L. gr. submortilleti* TRAUTH²
- L. sp.*

— Au NW de la cote 364, une riche faune d'Ammonites d'un Valanginien déjà haut (avec de très rares petits Gastéropodes indéterminables) :

- Phylloceras tethys* (D'ORB.)
- Ph. cf. serum* (OPP.) var. *perlobata* SAYN
- + *Ph. (Calliphyloceras) semisulcatum* (D'ORB.)
- + *Ph. (Call.) semisulcatum* var. *gevreyi* SAYN
- Ph. (Call.) semisulcatum* sp. juv. (fide SAYN)
- Ph. sp.* (s. l.)
- Lytoceras cf. juilleti* (D'ORB.)
- Neolissoceras grasianum* (D'ORB.)
- Olcostephanus (Rogersites) gr. atherstoni* (SHARPE)
- Olc. (Rog.) cf. inordinatus* TSANKOV
- Olc. (Rog.) sp. (gr. convolutus v. KOEN.?)*
- Olc. gr. filiosus* (BAUMB.)
- Olc. gr. guebhardi* KILIAN
- + *Olc. sp.*
- Thurmanniceras pertransiens* var. *valdrumensis* (SAYN)?
- Kilianella cf. lucensis* SAYN
- Kil. gr. paquieri* (SIMION.) in SAYN,...

— Au SE de la « mare » située à l'E de la cote 364, des Bélemnites et *Neocomites gr. neocomiensis* (D'ORB.).

1. Nulle part, au S d'El Milia, le Crétacé inférieur calcareux ne montre de « lits noduleux de quartz » (DELEAU, 1952 a, p. 22).

2. Les espèces les plus abondantes sont précédées du signe +

— Dans le lit de l'O. ed-Douida (voir pl. 3) :

Lamellaptychus angulocostatus (PET.)¹ var. nov. 2
L. aplanatus (GILL.), var.?

Sur le sentier dominant la voie ferrée, à 3 m au-dessus de la base du Crétacé, un banc calcaire a montré d'innombrables Calpionelles : la plupart sont des *Calpionellopsis thalmanni* (COLOM), quelques autres des *Favelloides* cf. *balearica* COLOM. Il y a apparemment ni Fibrosphères, ni débris de *Saccocoma*, ni *Globochaete alpina*, ni *Nannoconus*.

Dans un horizon voisin, nous avons noté, outre *C. thalmanni* toujours dominante, *Calpionellites darderi* (COLOM)?, *Tintinnopsella* cf. *carpathica* (MURG. et FIL.), *T. longa* (COLOM).

L'absence systématique, dans ces couches, de représentants du genre *Calpionella* semble exclure l'âge berriasien, comme le confirme aussi la macrofaune.

A une dizaine de mètres plus haut, le long de la voie ferrée, nous avons recueilli :

+ *Lamellaptychus angulocostatus* (PET.) var. nov. 2
L. mortilleti (Pict. et Lor.)
+ *L. gr. mortilleti*
L. sinucosta TRAUTH

Des associations comparables proviennent de couches situées à quelques dizaines de mètres plus haut. Ainsi, au NW du Djebanet el-Karnoud :

Phylloceras (s.l.) sp.
Lamellaptychus cf. *subdidayi* TRAUTH
L. sp.

On est encore dans le Valanginien à une cinquantaine de mètres au-dessus de la base du Crétacé. Nous avons recueilli, au S d'un marabout dominant la voie ferrée, outre quelques Bélemnites et *Lamellaptychus*, de très nombreuses petites Ammonites pyriteuses (Valanginien supérieur) :

Phylloceras cf. *serum* (OPP.) var. *perlobata* SAYN
Ph. tethys (D'ORB.)
Ph. (Calliphylloceras) semisulcatum (D'ORB.)
+ *Ph. (Call.) semisulcatum* sp. juv. (fide SAYN)
Lytoceras sp. (*L. juilleti* D'ORB.)?
Neolissoceras grasianum (D'ORB.)
Paquiericeras paradoxum SAYN var.
Olcostephanus (Rogersites) gr. atherstoni (SHARPE)
Olc. (Rog.) gr. inordinatus TZANKOV
Olc. sp.
Valanginites cf. *stephanophorus* (COQ. in MATH.)
Neocomites neocomiensis (D'ORB.) var. *subtenuis* SAYN
Neoc. teschenensis UHL.
Kilianella sp. juv. (*K. lucensis* SAYN?)
Kil. sp.
Saynoceras verrucosum (D'ORB.),...

Au confluent de deux ravins, au SE du Djebanet bou-Akal, dans des couches situées à environ 80 m au-dessus de la base du Crétacé, nous avons trouvé des Bélemnites et :

Phylloceras (Phylloceras s.s.) sp.
Puzosia sp. juv. (ou *Silesites* sp. juv.)

1. *L. angulocostatus* (PET.) a priorité sur *L. angulicostatus* (Pictet et LORIOL).

Lamellaptychus angulocostatus (PET.) var. nov. 1
L. sp.

Le jeune Desmocératidé (*Silesites* ou *Puzosia*) ne peut être antérieur à l'Hauterivien supérieur. L'*Aptychus* cité est le seul qui atteigne avec certitude le Barrémien.

2. A L'E DE KALDOUN-LEKHAL, on trouve du Crétacé inférieur et moyen dans la zone d'écailles située entre la nappe bordière et l'écaille de Tissimiran. En deux points en effet, des marnes contiennent de petites Ammonites pyriteuses. En particulier à 200 m au SSE du col du Dra-el-Kasba, nous avons recueilli plusieurs exemplaires de *Phylloceras* (*Ph. s.s.?*) *picturatum* (D'ORB.), mauvais fossile dont nous verrons cependant ailleurs l'abondance dans le Barrémien certain. D'autre part, au NE du col, des marnes nous ont livré un *Ph. gr. diphyllum* (D'ORB.), peu caractéristique lui aussi.

3. AUTOUR DE BOU-DJOUOUN enfin, les affleurements de Crétacé inférieur sont fort étendus.

Au-dessus du Jurassique moyen, le Crétacé débute parfois par des conglomérats massifs (E du point 559). Ailleurs il s'agit de marnes à galets empruntés au Jurassique (essentiellement calcaires et silex du Lias) : c'est le cas dans les tranchées minières de l'exploitation de Bou-Djoudoun.

Les faciès sont ici nettement plus marneux qu'à l'O. ed-Douida. De minces lits calcaires, parfois très froissés (col d'En-Nataur) ou rendus schisteux par écrasement, s'y observent cependant. Parfois aussi on remarque de petits rognons calcaires.

On constate, sous le microscope, que ces calcaires ont un grain assez fin et qu'ils sont plus ou moins micro-noduleux ou grumeleux. Des éléments détritiques s'y voient presque constamment : tout petits débris de quartz, paillettes de mica blanc, granules dispersés d'oxyde de fer.

Les restes organiques sont rarissimes : débris d'Échinodermes et de Céphalopodes, zoospores de Chlorophycées (?), Radiolaires, Ostracodes, Foraminifères (dont Globigérines).

Vers la base du Crétacé, on note encore, à l'E de la cote 827, des niveaux de calcaires gréseux et psammitiques, à débris végétaux.

L'épaisseur du Crétacé inférieur de la région de Bou-Djoudoun est variable : 100 à 150 m au N, 50 à 80 m au S. Il est d'ailleurs délicat de faire le départ entre les marnes de cette série et les niveaux schisteux, très peu gréseux, du Flysch qui vient au-dessus en parfaite continuité.

Les marno-calcaires néocomiens ne semblent pas exister à la base de cette formation peu épaisse dont la partie inférieure est en fait datée du Barrémien.

On rencontre en effet des *Puzosia*, spécifiquement indéterminables, dans les premiers lits de marnes à galets. A quelque 10 à 15 m plus haut, sur le sentier situé au N de la fontaine de Bou-Djoudoun, nous avons identifié quelques Ammonites¹ :

Phylloceras (*Phyllopachyceras*) *baborense* (COQ. in HEINZ)
Silesites cf. *ebusitanus* P. FALL. et H. TERM.
Leptoceras gr. *cirtae* (COQ. in HEINZ) var.

Il s'agit sans nul doute de Barrémien.

Nettement plus haut, on trouve dans des niveaux calcaires d'assez fréquentes Bélemnites écrasées. A peu de distance du Flysch superposé à la série marneuse, nous avons recueilli, dans des schistes verdâtres peu calcareux, des débris de Gastéropodes et d'Ammonites pyriteuses (Phyllocératidés et

1. Ces fossiles, recueillis par M. F. Lotze au cours d'une excursion du XIX^e Congrès géologique international de 1952, nous ont été aimablement confiés pour étude.

Lytocératidés). Parmi celles-ci, se trouve un échantillon qui, par sa section, par sa fine striation et par l'absence de sillons, permet d'évoquer *Gaudryceras numidum* (Coq. in HEINZ), forme connue du Barrémien supérieur et de l'Aptien.

ÉCAILLE DES KEFS

Le Crétacé inférieur y est largement représenté. Nous décrirons les affleurements de l'W à l'E.

1. PRÈS DU KEF BOU-RHALEB : Au NW de ce rocher, le Crétacé, vertical, débute par des poudingues à galets calcaires, dont les uns sont empruntés à des calcaires oolitiques probablement liasiques et dont d'autres ne sont vraisemblablement que de simples nodules plus ou moins contemporains du ciment qui les environne.

En lame mince, ces éléments se montrent parfois comme « fondus » dans le ciment, où ils abandonnent de menus débris (gravelles). Ils comportent, outre quelques fines paillettes de mica blanc, de nombreux organismes : Radiolaires calcitisés (pour une part *Nassellaria*, mais surtout *Spumellaria*), débris d'Échinodermes (en particulier de *Saccocoma*), spicules de Lithistidés, zoospores de *Globochaete alpina*, rarissimes et douteuses Calpionelles (*Calpionella alpina*?).

Le « ciment », finement cristallin, est de couleur plus claire. Il se différencie des « galets » par l'absence de Radiolaires et la présence de nombreux débris d'*Aptychus* et de quelques Foraminifères (*Robulus*¹ sp.).

Ces « poudingues » contiennent dans leur ciment des Bélemnites tronçonnées et des *Lamellaptychus beyrichi* (OPP.) de grande taille. Cette espèce, connue du Kiméridgien au Néocomien, a son maximum de fréquence au Berriasien. La présence de représentants du genre *Calpionella* (?) pourrait confirmer cet âge.

A 250 m à l'WNW de la cote 582, des calcaires marneux situés vers la base du Néocomien ont livré des *Lytoceras* (*L. gr. juilleti* D'ORB.?).

Au NE du Kef bou-Rhaleb, on trouve, reposant directement sur les marno-calcaires du Lias, d'autres marno-calcaires légèrement détritiques, à cassure grise, épais de quelques dizaines de mètres, montrant des *Lamellaptychus* à cachet néocomien.

Ce Néocomien n'est pas très épais car, à une cinquantaine de mètres au-dessus de la base du Crétacé, sur le sentier qui contourne au NE le Kef bou-Rhaleb, nous avons recueilli des fossiles barrémiens dans des calcaires « en rang de pavés » :

Barremites gr. *gouzi* (SAYN)

Pulchellia ouachensis (Coq. in SAYN) nov. var.

Lamellaptychus angulocostatus (PET.) typique

Plus au N, la série se poursuit par des couches tendres, de plus en plus marneuses, qui n'ont pas livré de faunes.

2. AU N DU KEF SASSENENE et de son prolongement oriental, on trouve un certain nombre d'affleurements de Crétacé inférieur marneux : d'une part sur la rive gauche de l'O. el-Kebir, d'autre part sur la rive droite, entre la cité minière de Tissimiran, Ark-el-Bir et Dra-di-Mira.

Écartons tout de suite les petits affleurements d'assises d'âge incertain, très écrasées, que recoupe, à l'E de Tissimiran, la piste de Bou-Djoudoun. En général, il s'agit de marno-calcaires rendus schisteux par écrasement, avec des Bélemnites et, dans certains lits, des Radiolaires calcitisés.

On rencontre aussi des marnes finement litées. En lame mince, elles présentent des fragments de tests d'Échinodermes et de rares Foraminifères. Il y a de nombreux grains de quartz.

De véritables psammites calcaires en plaquettes leur sont associés. Dans un fond de calcite assez largement cristallisée, sont dispersés d'innombrables grains de quartz ($50\ \mu$ en moyenne), quelques plagioclases et de nombreuses lamelles de mica blanc (100 à $150\ \mu$).

Enfin, à l'amont immédiat du pont sur l'O. el-Msoub, une dalle de poudingues à galets calcaires bien cimentés est vraisemblablement interstratifiée dans des marnes, épaisses d'une cinquantaine de mètres, en contact au S avec un Flysch gréseux.

La série du Crétacé inférieur est beaucoup plus largement étalée au SW, au S et au SE de Tissimiran, sur les deux rives de l'O. el-Kebir. L'épaisseur de ce complexe marneux semble être de 400 à 500 m sur la rive droite. Sur la rive opposée, les pendages sont uniformément dirigés vers le N : on est forcé d'imaginer des replis, sans quoi les marnes de l'Eocrétacé auraient près de 1.000 m d'épaisseur.

Au S, le Crétacé inférieur repose en légère discordance sur divers niveaux calcaires du Lias. En un point, à l'E de la cote 290, on observe de magnifiques phénomènes de ravinement : les marnes crétacées, chargées de galets, épousent les irrégularités de la surface de transgression, soulignée parfois par un hard-ground ferrugineux (cristaux de pyrite). Les galets, tous calcaires, sont pour la plupart empruntés au Lias. Plus rarement ils proviennent du Dogger (voir p. 212) ou du Malm, actuellement absents dans cette unité tectonique.

Au point de vue lithologique, le Crétacé inférieur présente de nettes variations de faciès. Des calcaires marneux en forment la base sauf au N de Dra-di-Mira, où tout le Crétacé inférieur est à l'état de schistes marneux noirs ou jaunâtres, avec quelques gros nodules calcaires à patine jaune ou chocolat.

En lame mince, les nodules peuvent être séparés en deux catégories. Les uns, absolument identiques à ceux du Sénonien et de l'Éocène, sont constitués par de la calcite cristallisée en petits rhomboédres, pigmentée par l'oxyde de fer. D'autres, plus rares, à grain plus fin, englobent de petits Foraminifères indéterminables (Globigérines, etc.) et quelques spicules de Spongiaires.

Dans la masse marneuse du Crétacé inférieur, on remarque en outre des banes de calcaires gris de constitution pétrographique très uniforme. Leur structure est finement cristalline et à tendance grumeleuse. De petits grains de quartz sont épars. L'oxyde de fer dessine des filets. Les restes organiques sont rarissimes.

La stratigraphie de cette série du Crétacé inférieur est difficile à établir¹.

A l'ESE du point 290, juste au-dessus des conglomérats de base, des marno-calcaires jaunâtres ont livré quelques Bélemnites, parmi lesquelles une *Duvalia* (*D. gr. dilatata* BLAINV.?). Au même niveau, un calcaire à grain assez grossier a révélé des Fibrosphères et des Calpionelles en mauvais état de conservation. *Calpionella elliptica*, typique, est assez abondante. Les autres espèces, beaucoup plus rares, ne sont citées qu'avec doute : *C. alpina*, *C. undelloides*?, *Calpionellites darderi*, *Stenosemellopsis hispanica*, *Tintinnopsella cadischiana*, *T. longa*. Malgré l'absence de *Nannoconus*, cette microfaune caractérise le Berriasien.

Plus à l'W, le contact du Domérien (?) et du Néocomien est difficile à préciser dans le talus situé en contrebas de la route de Constantine à El Milia : il n'y a pas en effet de conglomérat de base. On rencontre ainsi (fig. 31) :

- I. calcaires conglomératiques en petits banes,
- II. calcaires schisteux jaunes,
- III. lits calcaro-gréseux, bien lités, noirâtres,
- IV. calcaires noduleux durs, à Bryozoaires,

1. Signalons, à titre de curiosité, la découverte, dans des marnes schisteuses verdâtres, à 200 m au N de la cote 290, de corps oblongs ($l = 3$ cm; $d = 1$ cm) à surface grumeleuse, rappelant des coprolites. Une lame mince transversale ne montre pas de structures nettes : on voit simplement un entrelac de quartzine et de pyrite (oxydée en hématite); dans la masse, on note quelques débris organiques à section arrondie.

- V. marnes schisteuses jaunes, à *Aptychus*, avec banc de calcaire compact,
- VI. schistes calcaireux à bancs calcaires,
- VII. marnes jaunes à lits calcaires dispersés.

Le niveau V est caractérisé par des *Aptychus*, d'âge berriasien-valanginien : *Lamellaptychus angulocostatus* (PET.) typique, *L. gr. submortilleti* TRAUTH, *L. sp.*

Nous avons recueilli, dans le niveau IV, des Bryozoaires (Membraniporidés indéterminables)¹ et un *Olcostephanus* (gr. *scissa* [BAUMB.] ?). On sait que les *Olcostephanus* existent, rarissimes, dès le Berriasien.

A sa partie moyenne, la série marneuse est pauvre en fossiles. Signalons cependant, en aval du confluent du ruisseau de la Mat Sassenene avec l'O. el-Kebir, dans des marnes schisteuses à pistes :

- Phylloceras* (*Phyllopachyceras*) *rouyanum* (D'ORB.) s.s.
- Ph.* (*Ph.* s.s.) sp. : cloison du type *Ph. tethys*
- Ph.* (*Ph.* s.s.?) *picturatum* (D'ORB.)
- Puzosia* sp. juv. (ou *Silesites* sp. juv.)

La présence du Desmocératidé (*Puzosia* ou *Silesites*) entraîne un âge au moins hauterivien supérieur. Remarquons que *Ph. rouyanum*² n'est encore signalé avec certitude (COLLIGNON, 1937) que dans l'Hauterivien : nous le décrirons plus loin de cet étage.

Au sommet de la série marneuse, juste au-dessous des couches détritiques du Flysch, on rencontre des Ammonites pyriteuses d'âge barrémien franc :

— Dans le talus de la route menant à la mine de Tissimiran (un peu à l'E du lambeau alluvial que recoupe cette route vers l'altitude 200), nous avons noté :

- Phylloceras* (*Phyllopachyceras*) cf. *baborense* (COQ. in HEINZ)
- Barremites* sp.
- Puzosia* cf. *ibrahim* (COQ. in HEINZ)
- Pulchellia* gr. *schlumbergeri* NICKL. (très écrasée)

— Dans la tranchée taillée lors de la construction de la petite usine au SE de Tissimiran, on rencontre de nombreux débris de Bélemnites et d'Ammonites lisses (*Phylloceras* s.l.?, *Lytoceras* sp., *Puzosia* sp., *Barremites* sp.).

— Sur la rive sud-est de l'O. el-Msoub, près d'un filon cuivreux, nous avons recueilli de nombreux exemplaires de *Phylloceras* (*Phyllopachyceras*) *baborense* (COQ. in HEINZ).

— Enfin, au SW de la cote 559, nous avons observé un *Holcodiscus* sp. (?), très écrasé.

Ajoutons que les lames taillées dans les intercalations calcaires de ce Barrémien nous ont montré, les unes des Radiolaires calcitisés, d'autres de rarissimes Fibrosphères.

3. VERS LA DECHRET EL-AKBIA, se trouvent quelques autres affleurements de Crétacé inférieur.

Les uns, de dimensions très réduites, sont situés au NE d'Ark-el-Bir. Il s'agit de marnes blanc-jaunâtre dont la position stratigraphique, au-dessus d'un Flysch schisto-gréseux crétacé (partiellement sénonien) au SW et sous des dolomies jurassiques au NE, n'est pas très claire. Ces marnes nous ont fourni :

- Rhabdocidaris janitoris* GAUTHIER³ (radiole)
- Pseudobelus brevis* PAQ. pro var.⁴

1. D'après M. E. Buge.

2. Il convient de le différencier de *Ph. baborense* qui est d'un niveau plus élevé. On a fréquemment fait la confusion entre ces deux formes.

3. Détermination de M. J. Roman.

4. Détermination de M. Delattre.

- + *Phylloceras* cf. *winckleri* (UHL.) in P. FALL.
- + *Ph.* (*Phyllopachyceras*) *rouyanum* (D'ORB.) in COLL. 1937
- Ph.* (*Phyllopach.*) gr. *rouyanum*
- Lytoceras* sp. (gr. *juilleti*) (D'ORB.)
- Lyt.* sp. (gr. *richei* SAYN?)
- Bochianites* nov. sp.
- Spitidiscus* cf. *incertus* (D'ORB.)
- Sp.* sp. juv.

A côté de formes banales, cette faunule possède un cachet hauterivien très net, en particulier par ses *Phylloceras*. La présence de *Pseud. brevis* et de *Spitidiscus* confirme cette impression. Par contre, on peut s'étonner de voir à leurs côtés un *Rhabdocidaris* connu jusqu'ici dans le Berriasien. On sait de plus que le genre *Bochianites* est essentiellement valanginien : mais l'espèce inédite citée ici existe, nous avons pu nous en assurer, dans la faune hauterivienne du Dj. Djaffa, récoltée par Blayac.

D'autres affleurements marneux apparaissent dans une situation analogue juste au N de l'Aïn-el-Akbia.

A 200 m au NNE de cette source, dans une recherche de minerai, juste contre les dolomies jurassiques (de l'écaille du Dra-el-Kasba) dont un contact anormal doit les séparer, les marnes jaunes infra-crétacées admettent de petits bancs calcaires. Il s'agit de Berriasien.

En effet, en lame mince, ces calcaires montrent, outre de nombreux et banaux débris organiques, des Calpionelles : *Calpionella alpina* et *C. elliptica* dominantes, *Stenosemellopsis hispanica* et *Calpionellopsis thalmanni* beaucoup plus rares. On trouve aussi des *Globochaete alpina*.

La série est très écrasée et renversée, car, à quelques dizaines de mètres plus au S, les marnes nous ont livré une association vraisemblablement hauterivienne :

- Rhabdocidaris janitoris* GAUTHIER¹
- Belemnites* sp.
- Lamellaptychus* cf. *angulocostatus* (PET.) var. *fractocosta* TRAUTH
- Lam.* gr. *didayi* (COQ.)
- Lam.* sp.
- Criocératidés indéterminables

Un peu plus au S, en s'approchant du Flysch schisto-gréseux auquel elles passent insensiblement, les marnes ont montré une faunule à cachet barrémien :

- Lamellaptychus angulocostatus* (PET.)
- Lam.* sp.
- Phylloceras* sp. (s.l.)?
- Protetragonites* aff. *strangulatus* (D'ORB.)
- Barremites* sp.

C. Région du Sidi-Marouf

On observe du Crétacé inférieur dans la partie sud-est du pli du Sidi-Marouf. Des affleurements plus étendus existent dans l'anticlinal de l'O. Itera, un peu plus au SE.

LE PLI DU SIDI-MAROUF comporte, nous l'avons vu (p. 206), une série jurassique renversée, se terminant par des marno-calcaires et marnes du Tithonique. En continuité avec ces formations, viennent des marnes grises en fines plaquettes très délitables. Elles ne sont visibles que sur quelques

1. Détermination de M. J. Roman.

dizaines de mètres d'épaisseur et n'ont pas été distinguées cartographiquement du Tithonique. Leur faciès rappelle celui du Néocomien.

Cette impression est renforcée par la présence occasionnelle de *Lamellapytychus*. Les uns (*L. gr. mortilleti* [Pict. et Lor.]) ne sont connus que dans le Berriasien-Valanginien. D'autres (*L. theodosia* [Desh.]), s'ils ont été décrits du Jurassique supérieur, paraissent surtout berriasiens.

En lame mince, ces marnes en plaquettes montrent, dans un ciment de calcite microcristalline, riche en oxyde de fer, d'abondants éléments détritiques (granules de quartz, paillettes de muscovite). Dans des passées de calcaire à grain fin, on reconnaît quelques Radiolaires calcitisés et de très problématiques Calpionelles.

L'ANTICLINAL DE L'Oued ITERA, plus au SE, comporte, en discordance sur le Jurassique ou sur le Trias, une belle série du Crétacé inférieur.

Elle est constituée, au N de l'oued, par des calcaires marneux à patine blanchâtre et à cassure gris-bleuté, possédant sur toute leur épaisseur (plus de 500 m) un faciès très homogène. Ils reposent sur la tranche des grès et schistes du Trias et plongent sous les marnes schisteuses du Sénonien, elles-mêmes discordantes.

Les fossiles y sont très rares. Le sommet de la formation, formé de calcaires en petites dalles, à traces vermiculées, situés immédiatement sous le Sénonien (NW du point 333), contient des *Lamellapytychus* à cachet néocomien, à la rigueur barrémien.

En lame mince, les calcaires de cette série, assez finement cristallins et légèrement argileux, englobent toujours de petits grains de quartz et parfois des paillettes de micas. Les microorganismes sont rares : quelques Radiolaires calcitisés, quelques Fibrosphères, quelques petits Foraminifères indéterminables.

Au flanc sud de l'anticlinal de l'O. Itera, le Crétacé inférieur repose, suivant les endroits, sur le Trias ou sur les calcaires du Lias. Le seul point où il est daté se trouve sur la berge de l'O. Itera (rive gauche). Du N au S, on trouve (S. Mer.; x = 816,85; y = 374,15) les assises suivantes, très redressées :

1. calcaires en gros bancs, du Lias inférieur,
2. en discordance, calcaires marneux du Néocomien (environ 50 m),
3. en discordance, marnes schisteuses du Sénonien.

Le Crétacé inférieur comporte à la base un fin conglomérat à galets calcaires. Le ciment calcaire de ce niveau, de teinte beige, est assez grossier. Il montre des Fibrosphères et des Calpionelles (*C. alpina*, dominante, et *C. elliptica*), dont l'appartenance générique détermine pour la base de cette série un âge tithonique-berriasien, mais pas plus élevé.

Dans les premiers 10 m, le Néocomien est formé de calcaires en minces dalles, avec des récurrences de fins lits conglomératiques. A environ 4-5 m au-dessus de la base, ces dalles montrent des empreintes d'Ammonites calcaires écrasées où M^{me} E. Basse de Ménorval a reconnu :

Lamellapytychus sp.
Olcostephanus cf. *astierianus* (D'ORB.)
Oosterella? *gaudryi* NICKL.
Hectoroceras cf. *kochi* SPATH

Cette faune très curieuse pose un problème. *Olc. astierianus* débute généralement au Valanginien supérieur et abonde surtout à l'Hauterivien. Les Oostérelles sont considérées, mais sans preuves absolues, comme situées vers la limite de ces deux étages. Le genre *Hectoroceras*, défini au Groenland, y est valanginien inférieur. La position des horizons fossilifères à peu de mètres au-dessus de couches à *Calpionella* rend à nos yeux très probable l'âge valanginien assez bas de la faune d'Ammonites de

l'O. Itera, contrairement à l'opinion exprimée dans une note préliminaire (BASSE et DURAND DELGA, 1953).

Les couches les plus élevées de cette coupe ont livré de très nombreux *Lamellaptychus* à cachet valanginien :

Lamellaptychus cf. *excavatus* TRAUTH

Lam. gr. mortilleti (Pict. et Lor.)

Lam. cf. subdidayi TRAUTH

D. Région de Sidi-Merouane

Le Crétacé inférieur affleure sur une étendue d'environ 5 km² au N du Draa Ach-el-Agab. Au NE, il repose en discordance sur le Lias calcaire. Il est recouvert lui-même en discordance, soit par les marnes noires de l'Eocène inférieur, soit par le Miocène. Cette série crétacée est fortement plissée, surtout au NE. Son épaisseur ne peut être déduite que de coupes interprétatives : elle est d'au moins 500 m mais il n'est pas impossible qu'elle en atteigne le double.

Les faciès, très homogènes sur toute l'épaisseur, sont assez différents de ceux que nous avons décrits plus au N. Il s'agit de marnes très calcaires, schisteuses ou d'aspect terreux, quelquefois un peu gréseuses, de teintes assez vives : en général jaunâtres, souvent rosées ou lilacées, quelquefois grisâtres. Ces marnes contiennent des bancs irréguliers de calcaires clairs dont l'extension et l'épaisseur peuvent beaucoup varier.

Ces calcaires prennent même des formes lenticulaires. Certaines de ces intercalations sont importantes : ainsi celle que recoupe le bas Chabet Asfora a plus de 50 m d'épaisseur.

Une stratigraphie détaillée s'avère difficile dans cet ensemble, dont les marnes n'ont pas fourni de microfaune. Nous avons cependant pu dater l'extrême base et l'extrême sommet de la formation.

Au N du Koudiat el-Hamra (plus précisément au NE de la source thermale qui jaillit sur la rive droite de l'O. el-Kebir) le Lias est profondément raviné. Des poches de dissolution y sont remplies d'un vrai « sidérolithique », surmonté par des marnes schisteuses plus ou moins rosées, remaniant de minuscules débris calcaires probablement arrachés au substratum.

A quelques mètres au-dessus de leur base, ces marnes nous ont livré des Pharétrones¹ : *Peronidella* sp., *Elasmotoma* sp. Ces Spongiaires sont communs dans le Crétacé. Ils voisinent avec des Bélemnites² (*Mesohibolites* cf. *beskidensis* [UHL.] du Valanginien) et des piquants d'Oursins³ (*Rhabdocidaris* cf. *janitoris* GAUTHIER). Cette dernière espèce, définie dans le Berriasien d'Oranie, a été retrouvée dans l'Hauterivien du Moul-ed-Demamene.

La série crétacée débute donc vraisemblablement par du Néocomien. Beaucoup plus haut, vers le milieu (?) de la formation, les fossiles sont rares et peu caractéristiques. Signalons quelques Céphalopodes indéterminables (surtout des Bélemnites) au N de la M^{at} en-Amr et, plus au NE, de nombreux Inocérames indégageables.

S'enfonçant sous des marnes noires éocènes, à nodules jaunes, l'extrême sommet (apparent) de la série crétacée se compose, vers Krenag-Seless, de marnes jaune-rosé, alternant avec des bancs calcaires épais de quelques centimètres.

1. Détermination par M. L. Moret.

2. Détermination de M. J. Roger.

3. Détermination de M. Roman.

Une très abondante faune de l'Aptien supérieur (surtout des Ammonites pyriteuses) y a été recueillie :

- Phylloceras (Holcophylloceras)* cf. *micipsa* (Coq.) in P. FALL.
- Ph. (Holc.) lateumbilicatum* PERV. var.
- Ph. (Phylloceras* s.s.) sp.
- Ph. (Phyllopachyceras)* *baborensis* (Coq. in HEINZ)
- Tetragonites* gr. *duvali* (D'ORB.)
- Hemitetragonites* gr. *aeolus* (D'ORB.) in JACOB
- Jauberticeras jaubertiana* (D'ORB.) var.
- Jauberticeras* sp.
- Kosmatella* sp. juv.? (cf. *K. agassiziana* [Pict.] fide PERV.)
- + *Ptychoceras loeve* MATH. var. *hamaimensis* PERV.
- + *Pt. loeve* MATH. var.
- + *Desmoceras* (« *Latidorsella* » ?) sp. (gr. *getulina*? [Coq.])
- + *Uhligella* gr. *convergens* JAC. var.
- Uhl.* gr. *toucasi* JAC.
- Uhl.* sp.
- + *Puzosia quenstedti* PAR. et BON. (s.l.)
- P.* gr. *stremmei* ZWIERZYCKI var.
- Silesitoides* sp., gr. *superstes* (JAC.)

A côté de ces formes, dont les déterminations sont pour la plupart aisées, nous avons recueilli de très nombreux *Parahoplitidae* et un Chélonicératidé (?). Leur bonne conservation (en pyrite) nous a permis de distinguer de nombreuses espèces. Mais leur fragmentation, leur taille souvent réduite, ajoutée à la difficulté à déterminer les « espèces » de ce groupe, rendent assez incertaines quelques-unes des dénominations ci-dessous. Il n'en reste pas moins qu'il s'agit sans aucun doute de formes de l'Aptien supérieur (zone de Clansayes) :

- + *Parahoplites* sp. (gr. *melchioris* ANTH.?)
- + *P.* gr. *laticostatus* (SINZ.)
- P.* sp.?
- Hypacanthoplites* (?) gr. *lorioli* (SINZ.)?
- Hyp.* gr. *milletianus* (D'ORB.)?
- ? *Hyp. nolani* (SEUNES) sp. juv.
- Acanthohoplites* gr. *abichi* (ANTH.) nov. sp. SORNAY
- Ac.* nov. sp.? (gr. *abichi* [ANTH.]?)
- Ac. bergeroni* (SEUNES)
- Ac.* sp. juv. (gr. *bigoti* SEUNES)
- Ac.* cf. *bigoureti* (SEUNES in SINZ.)
- + *Ac.* gr. *derognati* ROCH
- Ac.* sp.
- ? *Chelonicerias* sp. (gr. *seminodosum* [SINZ.]?)

De rares Lamellibranches¹, eux aussi pyriteux, proviennent des mêmes niveaux :

- Lucina (Phacoides)* *sculpta* PHIL.
- Nucula vibrayeana* D'ORB.
- N.* aff. *albensis* D'ORB.

Nous avons encore trouvé quelques Bélemnites et de petits Gastéropodes indéterminables.

Ce remarquable gisement de la zone de Clansayes contient dans le détail un niveau bréchoïde inférieur à *Parahoplitidae* et un niveau marneux supérieur à *Ptychoceras*, situé à quelques mètres sous l'Eocène transgressif.

1. Détermination par M^{lle} S. Gillet.

E. Région du Mcid-Aïcha

Sur le flanc nord de ce chaînon, P. Deleau (1938 c, fig. XXIV) a noté un gisement fossilifère barrémien au SE de la Mat Gasseras. Nous n'avons trouvé là que du Sénonien à Rosalines, mimant parfois le Néocomien.

La partie axiale et le revers méridional du chaînon n'ont pas encore été totalement étudiés : aussi les indications suivantes sont-elles sujettes à révision.

Au N du Kef Sema et au Fedj-Mkamene, nous admettons que le Crétacé supérieur, essentiellement marneux, repose en discordance majeure sur le Jurassique. On ne peut cependant exclure, *localement*, qu'il existe des résidus de Crétacé inférieur et moyen sous le Sénonien, aux points où aucune microfaune décisive n'a été recueillie. En effet, P. Deleau (1938 c, p. 369) a signalé, outre des Orbitolines, quelques *Aptychus* et des Bélemnites, fossiles que ne montre jamais le Sénonien du Nord-Constantinois. De notre côté, nous avons recueilli à l'extrémité ouest de l'affleurement de marnes crétacées de Fedj-Mkamene, des fragments d'Hibolites¹, formes qui ne peuvent être plus récentes que le Cénomanien. Au même point, les marnes ont livré des Globigérines crétacées indéterminables, à cachet albien selon J. Sigal. Il est possible que tous ces fossiles soient remaniés mais le doute subsiste.

Au S du Mcid-Aïcha, le Crétacé inférieur affleure près d'Hamala. En particulier, entre la Mat Kamra et Hamala, il présente des alternances de marno-calcaires en plaquettes, de marnes bleuâtres conchoïdes et de calcaires blancs en bancs de moins de 20 cm d'épaisseur. Cette série s'enfonce au N directement sous le Crétacé supérieur à microbrèches.

Près d'un coude du sentier (S. Dr.; x = 826,95; y = 369,65) le gîte fossilifère déjà inventorié par P. Deleau nous a fourni :

- Phylloceras* (Phyll.) gr. *tethys* (D'ORB.) s.l. (cf. *velledae* [D'ORB.])
- Ph.* (Ph.) sp.
- Ph.* (*Holcophylloceras*) *ernesti* UHL.
- Ph.* (*Holc.*) sp. (gr. *pauquieri* SAYN?)
- + *Ph.* (*Phyllopachyceras*) *baborensis* (COQ. in HEINZ)
- Hamulina* gr. *varusensis* D'ORB.
- Barremites* gr. *cassida* (RASP.)
- B. gouxi* (SAYN)
- B.* gr. *gouxi* (SAYN)
- B.* cf. *strettostoma* (UHLIG)
- « *Desmoceras* ? » *cirtense* SAYN
- Uhligella* gr. *seguenzae* (COQ. in SAYN)
- Puzosia* cf. *ibrahim* (COQ. in HEINZ)
- P. ouachensis* JOLEAUD
- P.* aff. *nabdalsa* (COQ.) in SAYN
- Silesites* cf. *ebusitanus* P. FALL. et H. TERM.
- + *S. imparecostatus* (COQ. in HEINZ)
- S. interpositus* (COQ. in HEINZ)
- S.* sp.?
- + *Holcodiscus* (*Holcodiscus*) gr. *sophonisba* (COQ. in HEINZ)
- Pulchellia* gr. *sauvageaui* (HERM.)
- P.* nov. sp., gr. *sauvageaui* (HERM.)
- P.* gr. *schlumbergeri* NICKLÈS
- et quelques Gastéropodes indéterminables.

Un certain nombre de ces formes ont été déjà citées par P. Deleau² (1938 c, p. 369), qui indique en outre

1. Détermination par M. J. Roger.

2. La découverte par cet auteur de *Barremites strettostoma* et de *Silesites interpositus*, bons fossiles barrémiens, n'indique nullement la présence d'Aptien (DELEAU, 1938 c, p. 139).

d'autres espèces connues, ainsi que la plupart des précédentes, dans le Barrémien du Dj. Ouach. Comme cet auteur, nous soulignerons la grande proportion de *Phyllopachyceras* dans cette riche faune d'Hamala.

Le Crétacé inférieur constitue d'autres affleurements au SW de la forêt des Mouïa. Il revêt l'aspect de marnes grises en plaquettes, admettant de minces bancs calcaires. La piste forestière des Mouïa traverse cette formation entre les points 820 et 850.

Dans de petits ravineaux au NE de l'Aïn Dar-el-Hamra (S. Dr.; x = 831,6; y = 366,9), nous avons recueilli la faune barrémienne suivante :

- + *Phylloceras* (*Phyll.* s.s.) *serum* (OPP.) var. *perlobata* SAYN
- + *Ph.* (*Ph.*) gr. *tethys* (D'ORB.) s.l. (cf. *velledae* [D'ORB.])
- + *Ph.* (*Ph.*?) cf. *winckleri* (UHL.) in P. FALL.?
- Ph.* (*Ph.*?) *picturatum* (D'ORB.)
- Ph.* (*Holcophylloceras*) *grothi* P. FALL. var. nov. (?)
- + *Ph.* (*Phyllopachyceras*) *baborensis* (COQ. in HEINZ)
- Protetragonites crebrisulcatum* (UHL.)
- + *Barremites gouxi* (SAYN)
- B.* gr. *gouxi* (SAYN)
- B. strettostoma* (UHL.)
- « *Desmoceras* ? » *cirtense* SAYN
- + *Uhligella monicae* (COQ. in SAYN)
- + *Uhl. seguenzae* (COQ. in SAYN)
- Uhl. sp.*
- Puzosia* aff. *nabdalsa* (COQ. in SAYN)
- Silesites interpositus* (COQ. in HEINZ)
- Holcodiscus* sp. juv., gr. *menglonensis* SAYN
- Matheronites* (« *Ancyloceras* ») gr. *heberti* (E. FALL.)
- Kabylites superstes* (PERV.)
- + *Pulchellia sauvageaui* (HERM.)
- + *P. ouachensis* SAYN

Rappelons que Joleaud (1912) a déjà signalé, vraisemblablement de ce même gisement : *Phylloceras baborensis*, *Ph. serum* var. *perlobata*, *Protetragonites crebrisulcatum*, *Barremites gouxi*, *B. strettostoma*, *Puzosia nabdalsa*, *Silesites interpositus*, et en outre *Duvalia* sp. (aff. *dilatata*), *Inoceramus* sp.

On remarquera, par rapport au gisement d'Hamala, la moindre richesse en Phyllocératidés (particulièrement en *Phyllopachyceras*) qui ne sont guère plus nombreux ici que ne le sont les Desmocératidés ou les Pulchellidés. On recueille aussi de petits Gastéropodes, indéterminables.

F. Le Crétacé inférieur et moyen remanié dans le Sénonien

Dans la région comprise entre Texenna et le Dj. Sidi-Dris, nous avons observé, dans les conglomérats ou les couches à galets, d'âge sénonien, des blocs de calcaires marneux empruntés vraisemblablement à des assises du Crétacé inférieur.

En outre on trouve quelquefois des galets de calcaires compacts à Lamellibranches (essentiellement à Ostracés), dont le faciès est inconnu dans le Jurassique du Constantinois et que l'on peut attribuer à du Crétacé moyen « récifal », et plus précisément au Cénomaniens dans certains cas.

Nous en citerons quelques exemples :

a) Au S immédiat de la maison cantonnière d'El-Maad, nous avons remarqué de petits galets à Ostracés (*Exogyres*?) dans les marnes sénoniennes.

b) Sur la route de Texenna à Mila, à l'W du col de Fédoulès, A. Lambert a découvert un bloc de calcaire à « Alectryonies ». Sous le microscope, cette roche apparaît comme un calcaire à débris, plus ou moins recristallisé et dolomitisé.

c) Au S de l'anticlinal de l'O. Itera, sur la crête à 250 m au NE de la cote 222 (S. Mer.; x = 818,95; y = 374,55), nous avons recueilli des galets à Exogyres. En lame mince, on reconnaît le faciès typique des « calcaires zoogènes ». Dans un ciment grumeleux sont dispersés d'innombrables débris d'Algues¹ (Mélobésiées, Siphonées du genre *Acicularia*), de Polypiers, de Mollusques et quelques Foraminifères : Miliolidés, *Orbitolina* gr. *concava* et *O. cf. lenticularis*² (il doit donc s'agir de Cénomancien basal, niveau qu'atteint cette seconde espèce).

d) A 250 m au NE de la cité minière de Sidi-Marouf, un bloc calcaire a révélé la coexistence d'*Orbitolina lenticularis* (BLUM.)² de l'Aptien-Albien et de *Calamophylliopsis* ALLOITEAU 1951, genre³ de Polypiers surtout connu du Jurassique supérieur et qui atteint ainsi au moins l'Aptien.

e) Au SW du Kef Sassenene, près de la Mat Zoumiane (S. Mer.; x = 818,95; y = 377,35), des blocs à débris d'« Alectryonies » sont remaniés dans le Sénonien. Ces calcaires à débris, à ciment finement cristallin, sont très riches en fragments d'Échinodermes et de Mollusques. Ils comportent d'abondantes fausses-oolites à noyau organique.

f) Au N du Kef Sema, sur le sentier allant de Fedj-beni-Izar vers les Mouïa (S. Dr. ; x = 832,10; y = 372,75), on observe des galets de calcaires à Exogyres dans le Crétacé supérieur. En lame mince, ils montrent une texture finement cristalline. On reconnaît quelques spicules d'Éponges. De petits grains anguleux de quartz sont dispersés dans la roche.

g) Au cœur du Kef Sema, à l'WSW de la cote 1343 (S. Dr.; x = 831,1; y = 374,7), on rencontre dans le Sénonien de gros blocs de calcaires à « Alectryonies » et à Lamellibranches variés, qui n'ont pu être arrachés très loin de là.

G. Partie centrale de la chaîne numidique

Les travaux de P. Deleau (1938 c) et nos propres courses permettent seulement de donner une vue sommaire du Crétacé inférieur et moyen de ces régions. Le Crétacé inférieur est constitué selon les points, soit de marnes à Céphalopodes, soit de calcaires à Calpionelles (COLOM..., 1953).

1. A l'E du Kef Rekma, nous avons déjà signalé des marnes blanches à passées de calcaire à grain fin, qui ont fourni une microfaune franchement néocomienne : Calpionelles (*Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *Stenosemellopsis hispanica*), *Nannoconus colomi*, zoospores de *Globochaete alpina*, nombreux Radiolaires et rares spicules. Quelques petits grains de quartz se remarquent dans un fond de calcite très finement cristallisée.

On ignore les relations de ces formations et des marnes grises présumées néocomiennes, situées sur le flanc nord du Sidi-Driss (DELEAU, 1938 c, p. 358-359).

2. Au douar Sfarjela (= Tarkount p.p.) Joleaud (1912) a signalé *Phylloceras baborense*, *Gaudryceras numidum*, *Barremites gouxii*, *Silesites seranonis*, *Pulchellia compressissima*, dans des calcaires en plaquettes alternant avec des marnes. Ce Barrémien est moins étendu que ne l'a figuré Joleaud. P. Deleau (1938 c, p. 350) l'a mieux localisé et en a donné une description qui semble exacte. S'ajoutant aux espèces d'Ammonites barrémiennes indiquées par cet auteur, citons au N de Sidi-Nouar : *Phylloceras* (*Ptychophylloceras*?) nov. sp. aff. *milaschewitschi* KAR., *Lamellaptychus angulocostatus* (PET.).

3. A l'E de Tarkount, le Crétacé inférieur n'avait pas encore été caractérisé paléontologiquement dans la chaîne numidique (sauf dans le chaînon Hahouner-Debar). Le Néocomien y existe cependant sous forme de minces assises de calcaires à grain fin, transgressives sur divers étages jurassiques.

En premier lieu, on trouve, au Koudiat bou-Ferka, directement sur le Lias moyen (?), quelques décimètres de marnes blanches : de très petites lentilles de calcaire à grain fin⁴ ont montré des *Nannoconus*, d'abondants Radiolaires, de nombreux spicules d'Éponges et quelques Foraminifères. Quelques grains de quartz et de petites paillettes de muscovite complètent la physionomie de cette roche.

1. Détermination de M. J. Cuvillier.

2. Détermination de M. M. Lys.

3. Détermination de M. J. Alloiteau.

4. L'une d'elles nous a livré un minuscule *Lamellaptychus*.

En deuxième lieu, sur le flanc occidental du Toumiet-sud d'El-Kantour, une écaille de calcaires blanchâtres à grain fin s'intercale entre gneiss ocellés, au-dessous, et Trias (?) gréseux, au-dessus. Ces calcaires contiennent une microfaune franchement néocomienne (*Tintinnopsella carpathica*, *T. longa*, *Stenosemellopsis hispanica*, *Favelloides balearica* [COL.]?, *Calpionellopsis thalmanni* [COL.]?, *Nannoconus colomi*), avec des Radiolaires, des débris de Mollusques et d'Échinodermes (parmi lesquels des radioles d'Oursins). Il y a aussi quelques petits grains de quartz.

En troisième lieu, au revers sud du Kef Sebgoud (S d'El Arrouch) le Jurassique supérieur (p. 219) est surmonté par des calcaires lités gris-jaunâtre à silex (6 m environ). Le banc le plus élevé a montré une microfaune néocomienne (*Tintinnopsella longa*, *T. carpathica*, *Calpionella elliptica*?), avec quelques rares *Nannoconus*, des Radiolaires, quelques Foraminifères arénacés, de rares Ostracodes, quelques zoospores de *Globochaete alpina* (?), de nombreux spicules et des débris d'Échinodermes. Ce calcaire à grain fin peut être plus ou moins argileux.

2. LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN A FACIÈS FLYSCH

Le Crétacé inférieur et moyen est constitué, aux approches du massif ancien de Petite Kabylie, par un Flysch schisto-gréseux. Son actuel voisinage avec le Crétacé inférieur à faciès marneux, décrit dans les pages précédentes, est dû aux effets de la tectonique tertiaire.

HISTORIQUE

La puissante série détritique qui frange au S le massif ancien de Petite Kabylie, entre Texenna et le N du Dj. Sidi-Driss, n'avait guère été mise en évidence jusqu'à nos jours.

Les documents cartographiques anciens (POUYANNE, ..., 1900; JOLEAUD, 1910 b) semblent indiquer que ce Flysch était alors considéré comme un simple faciès du Nummulitique.

F. Ehrmann (1928 b) eut le mérite de distinguer très localement, entre les Kefs Sassenene et bou-Rhaleb (SW du Moul-ed-Demamene), une série schisto-quartziteuse qu'il attribua à l'Albien en raison de son faciès (reconnu depuis 1925 par L. Glangeaud dans le N de la province d'Alger). Il est donc assez bizarre que le Flysch tout à fait identique, qui constitue les rives de l'Oued-el-Kebir en aval du Kef Sassenene, ait été cartographié par F. Ehrmann, tantôt en marno-calcaires du Crétacé inférieur, tantôt en Nummulitique.

Sur la feuille voisine « Aïn-Kechera », G. Bétier (1933) reconnut le prolongement du Flysch que nous venons de citer, mais il ne le sépara pas cartographiquement des marnes du Crétacé inférieur qui en forment le substratum.

La carte au 500.000^e (1934) de Constantine-nord indique la présence d'une frange discontinue de « Crétacé inférieur » entre Texenna et le Sidi-Marouf, mais nulle part il n'est précisé qu'il s'agit de Flysch et non de marno-calcaires.

Toutefois, récemment, F. Ehrmann (1946) a supposé l'existence, dans la région de Texenna, de plusieurs Flyschs, d'âge néocomien, barrémien-aptien et albo-aptien, mais sans arguments paléontologiques bien sérieux. Cet auteur a d'ailleurs figuré comme éocrétacées, sur de larges étendues, des marnes sénoniennes.

FACIÈS DU FLYSCH

Il ne peut être question d'attribuer au terme Flysch une définition impliquant certaines conditions de genèse ou de localisation dans une chaîne déterminée, ni de réduire la valeur pratique de ce terme en lui attribuant certains microfaciès et non d'autres. Ainsi, à nos yeux, le Flysch est une

formation généralement épaisse, constituée essentiellement par une alternance plus ou moins régulière de couches marines détritiques, les unes grossières (« gréseuses »), les autres fines (« schisteuses »). Suivant la proportion de carbonates dans ces roches, on distingue plusieurs catégories de Flyschs.

Le Flysch crétacé inférieur et moyen du Nord-Constantinois possède un faciès assez constant : de petits bancs de grès ou de quartzites alternent avec des schistes gris-noirâtre. On remarque en outre exceptionnellement de grosses lentilles de quartzites, des couches siliceuses noires ou blanches (phtanites), de rares lits de microconglomérats à ciment calcaireux, de minces intercalations de calcaire à grain fin, beaucoup plus rarement de petites lentilles marneuses.

Toutefois, si le Flysch est de faciès fort constant, il faut souligner que deux formations, méritant elles aussi ce nom, ont des caractères assez différents. L'une est le « complexe de Guerrouch » près de Texenna : c'est un Flysch à intercalations fort épaisses, d'âge tithonique-néocomien pour l'essentiel. L'autre est le « complexe d'El Akbia-Beni Haï », au S du Moul-ed-Demamene : c'est une série argilo-marneuse à passées identiques au classique Flysch crétacé, mais où s'ajoutent des horizons de nature très spéciale. L'âge de cette formation doit être, pour une part notable, crétacé supérieur : aussi l'étude en sera-t-elle faite au prochain chapitre.

A. — LES ALTERNANCES SCHISTO-GRÉSEUSES

LES BANCS GRÉSEUX du Flysch mesurent en général de 5 à 20 cm d'épaisseur mais on en trouve qui ont 1 m ou plus encore. Leur surface est souvent recouverte d'un lavis de traces vermiculées.

Le quartz domine. Ses grains, en général homométriques quoique anguleux, ont une taille moyenne allant de 20 à 50 μ . Les éléments de dimensions supérieures sont rares. Ce quartz peut former jusqu'à 90 % de la roche. Dans ce cas, le grès évolue fréquemment en quartzite. Des filonnets de quartz sont une autre manifestation de la remise en mouvement de la silice. D'autres minéraux peuvent jouer un rôle important et, s'interposant entre les grains de quartz voisins, empêcher ou gêner leur « nourrissage ».

Les feldspaths sont rares. On reconnaît encore quelquefois des plagioclases maclés. De plus il est vraisemblable que la trame phylliteuse des grès résulte pour une part de la décomposition de feldspaths préexistants.

Les micas sont constamment présents : biotite brune ou verte (passant à chlorite) et muscovite. En général seule cette dernière subsiste, la biotite étant détruite ou décolorée : on peut considérer les produits ferrugineux et titanés épars dans la roche comme provenant de sa transformation. Les micas se localisent parfois en certains lits.

D'autres minéraux, arrachés comme les précédents à des terrains cristallins ou cristallophylliens, sont assez fréquents : tourmaline, leucoxène, sphène, zircon, apatite, ... La proportion de ces éléments est très variable.

Le ciment des niveaux gréseux du Flysch n'est que rarement constitué par de la calcite. En général, une trame phylliteuse enveloppe les divers minéraux.

LES PASSÉES SCHISTEUSES, entre ces lits de grès ou de grès-quartzites, sont très généralement dénuées de calcaire. Néanmoins il ne semble pas s'agir de vraies argiles, au sens minéralogique du terme. Ces schistes, toujours finement lités, faisant rarement pâte à l'eau, ne sont très vraisemblablement pas autre chose que des microgrès riches en phyllites.

Les schistes du Flysch sont généralement de teinte sombre, noirâtre ou légèrement verdâtre. Beaucoup plus rarement, on note des passées violacées ou vertes, qui semblent se situer à des niveaux stratigraphiques bien déterminés.

B. — LES LENTILLES QUARTZITIQUES

Ce sont des formations parfois puissantes mais dont l'extension en plan est toujours limitée. On en trouve à tous les niveaux. Ces accidents sédimentaires n'ont plus ni la finesse ni la régularité de grain des bancs gréseux normaux du Flysch.

Le quartz forme en général la quasi-totalité de ces roches. Ses grains sont de forme quelconque. La majorité d'entre eux ont des dimensions de l'ordre de 100 μ , mais les éléments de 300 à 500 μ sont fréquents; certains, plus rares, peuvent avoir plusieurs millimètres.

Presque toujours, il s'agit de vrais quartzites, le ciment phylliteux, souvent inexistant, ne constituant plus qu'un liseré entre les grains de quartz « nourris ».

Les feldspaths (orthoclases, plagioclases) sont rares. On peut leur rapporter parfois de petits amas phylliteux. On retrouve les mêmes minéraux accessoires que dans le Flysch proprement dit. En outre, on note parfois de la calcite, apparemment détritique, et de très petits galets de microquartzite ou de phtanite. Il faut souligner la relative pauvreté de ces roches en micas.

C. — LES PHTANITES

Ces formations sont ordinairement blanches ou noires. Les lits élémentaires ont de 5 à 10 cm; ils s'associent en niveaux souvent épais d'une dizaine de mètres. Ces phtanites sont très durs : ils déterminent la formation de petites corniches qui tranchent dans la topographie assez molle du reste du Flysch. Malgré tout, de telles intercalations sont chose rare (on les retrouve dans toute la région littorale d'Algérie).

L'étude de plaques minces taillées dans les lits clairs montre bien qu'il s'agit de phtanites. Le fond est constitué d'une silice cryptocristalline, parsemée d'innombrables et très petites paillettes phylliteuses (illites), bien alignées. Un pigment ferrugineux (limonite) se répartit en innombrables amas, souvent mamelonnés. Certains lits foncés sont riches en oxydes de fer, souvent fixés sur des rhomboèdres d'une calcite de recristallisation. On reconnaît, à leur contour, quelques Radiolaires épigénisés en quartz.

Il est vraisemblable que ces phtanites étaient à l'origine de vraies radiolarites, qui ont ultérieurement subi des transformations poussées. Outre la présence assez constante de Radiolaires reconnaissables au sein même des phtanites, un sérieux argument doit être apporté en faveur de notre interprétation.

En effet, intercalée dans ces phtanites, nous avons remarqué, à Ras-ez-Zen (SE du douar Ouled-Askeur), une roche blanche à allure de cinérite et à délit légèrement charbonneux. En lame mince, elle apparaît comme formée de silice très finement cristallisée, avec de nombreuses néogénèses de quartz et de calcite. Se détachant sur ce fond, on distingue d'innombrables Radiolaires sphériques, dont la forme extérieure est en général seule reconnaissable.

D. — LES MICROCONGLOMÉRATS

Ils forment dans le Flysch de rares et minces intercalations (moins de 1 dm généralement). Leur patine roussâtre ou jaunâtre est due à de la limonite.

Les galets sont toujours assez bien roulés. Leur dimension est très variable : le plus souvent quelques mm, jamais plus de 1 cm. Ils sont enchâssés dans un ciment plus ou moins recristallisé, généralement calcaireux, parfois microquartziteux ou ferrugineux, rarement phylliteux. De petits grains de glauconie ne sont pas exceptionnels dans ces microconglomérats.

Les petits galets sont surtout empruntés au matériel sédimentaire. Provenant du Cristallophyllien, nous ne trouvons guère que des grains de quartz ou d'autres minéraux, plus rares (plagioclases, tourmaline...). Le Trias peut avoir fourni des galets de quartzites chargés de carbonates. Mais ce sont surtout les divers niveaux calcaires du Jurassique ou du Néocomien qui ont contribué à former ces microconglomérats : calcaires oolitiques ou à pseudoolites du Jurassique, dont on trouve souvent des oolites dispersées et des pseudoolites englobant des débris d'organismes; calcaires cristallins, de grain très varié; calcaires grumeleux ou graveleux; calcaires à organismes (Radiolaires, Foraminifères...). Des silex se montrent eux aussi fréquemment remaniés. Quelquefois, on reconnaît des galets d'un minéral isotrope (phosphate?).

Des restes organiques sont englobés dans le ciment des microconglomérats. Il est évidemment impossible de faire le départ exact entre les organismes remaniés provenant de sédiments plus anciens (ils peuvent être isolés de leur gangue) et ceux qui sont contemporains du dépôt du Flysch; ces derniers semblent cependant les plus nombreux. Les uns et les autres sont en général brisés.

On trouve ainsi des fragments d'Échinodermes (débris de tissu, radioles d'Oursins) fréquents, de Mollusques (Lamellibranches, Gastéropodes) plus rares, d'Annélides (?), de Bryozoaires, etc... Quelques Foraminifères benthoniques sont aussi généralement présents.

Des processus de silicification (quartz, calcédoine,...) ou de minéralisation (pyrite) ont atteint ces microconglomérats après leur consolidation. Mais dans plus d'un cas, les néogénèses de silice (bourgeons d'opale, quartz bipyramidés...) ne se développent que sur certains galets de calcaires jurassiques : on peut alors se demander si ces minéraux n'étaient pas déjà formés avant la constitution du microconglomérat.

E. — LES NIVEAUX CALCAIRES

Ils sont très rares et très minces. Exceptionnellement, on trouve des bancs de quelques décimètres ou de multiples répétitions de minces niveaux. Ces calcaires appartiennent pétrographiquement à trois catégories.

Ce sont d'abord *des calcaires finement gréseux* qui, comme les grès du Flysch, sont riches en menus éléments provenant du socle métamorphique (quartz, micas, minéraux divers) englobés dans un ciment de calcite. Ces roches, toujours rares, montrent quelquefois d'abondants Foraminifères.

Ce sont ensuite *des lits marneux, assez détritiques*. Il s'agit presque toujours de marnes feuilletées ou de marnes calcaires conchoïdes, les unes et les autres en général azoïques.

On trouve enfin (c'est le cas le plus général) *des calcaires à grain fin*, à cassure conchoïdale, de couleur claire (grise, bleutée, rosée) mais de patine souvent jaunâtre ou chocolat. Ils constituent dans le Flysch de minces intercalations, plus rarement des nodules allongés. Leur faciès rappelle étonnamment celui de certaines assises tithoniques de la région. Ces calcaires sont très pauvres en fragments détritiques, bien qu'ils englobent presque constamment de minuscules grains de quartz anguleux. Souvent azoïques, ces intercalations montrent quelquefois quelques spicules et des microorganismes planctoniques qui sont, suivant les cas : Foraminifères de très petite taille (Globigérines, Gumbélines), Fissurines, Radiolaires, *Nannoconus*, Fibrosphères.

AFFLEUREMENTS DU FLYSCH

Nous n'entreprendrons pas ici une description détaillée des affleurements du Flysch schisto-gréseux (fig. 47). Pour chaque secteur, les faits lithologiques les plus importants seront seuls mentionnés. Par contre tous les indices paléontologiques seront soigneusement notés. Notre description ira de l'W vers l'E.

A. Le « complexe de Guerrouch »

Jusqu'à ces derniers temps, la puissante série grés-argileuse formant les crêtes du chaînon des Beni-Fourhal était unanimement attribuée au Nummulitique à faciès « numidien » (EHRMANN, 1946; DUPLAN, 1955). Cette interprétation est aussi celle de nos planches hors-texte 1, 2 et 4. En réalité, il s'agit de formations mésozoïques, prenant part à une unité de recouvrement (la « nappe de Guerrouch ») flottant de toutes parts sur des assises d'âge varié.

La description détaillée de cette puissante unité, tout récemment reconnue, trouvera place ailleurs, en collaboration avec A. Lambert. D'ailleurs ces formations sont pour l'essentiel situées en dehors de l'aire décrite ici.

Au point de vue pétrographique, des grès très fins, apparemment homométriques (différence avec le vrai « Numidien »), souvent psammitiques, d'un vert très pâle ou blanchâtres, alternent avec des schistes de teinte générale assez claire, parfois calcareux, admettant souvent des lentilles ou de petits bancs de calcaires à grain fin de type « tithonique ».

Au point de vue paléontologique, de minces lits de microbrèches ont livré à A. Lambert, lors d'une tournée commune à l'Aïn-el-Ancer, de rarissimes débris de *Lamellaptychus*. Mais l'argument décisif est contenu dans les calcaires qui ont fourni en de très nombreux points des associations de micro-organismes, principalement de Calpionelles, permettant de dater la série (*p.p. max.*) comme du Tithonique et du Néocomien.

Le grand lambeau situé au S du coude du Djendjene, au Dj. el-Mourreba (O sur la pl. 2) n'a pas fourni, sauf exception, d'arguments bien décisifs sous ce rapport. Mais ses faciès sont en tout point identiques à ceux du « complexe de Guerrouch ».

Au col de la nouvelle piste allant vers le Sidi-Mansour (Tam.; x = 779,17; y = 372,03), un banc calcaire a révélé des Calpionelles presque certaines, mais très écrasées dès leur sédimentation. La plupart des autres lames minces montrent des calcaires fins, parfois très riches en Radiolaires calcitisés (*Spumellaria*, essentiellement; *Nassellaria*, plus rares), avec de petits spicules monaxones calcitisés, quelquefois de petites Globigérines, des Ostracodes (?) et de rarissimes et douteuses Calpionelles (genres *Calpionella*? et *Tintinnopsella*?). Précisons qu'au NE de la M^{at} es-Stitra, contre le Trias, sur quelques dizaines de mètres, les argilites schisteuses sont déjà du Crétacé moyen, avec de petites Gumbélines et Globigérines de type « albo-aptien »: ces assises appartiennent au Flysch bordier normal, c'est-à-dire à l'unité sous-jacente.

La masse de la « nappe de Guerrouch » touche à peine notre actuel secteur, au SW de Texenna. Nous ne donnerons ici que les renseignements relatifs à ce territoire restreint, renvoyant pour le reste à une note commune avec A. Lambert (1955).

Le premier indice paléontologique a été reconnu depuis longtemps au S de Merdj-Youssef, à l'extrême base de la formation (Tam.; x = 776,02; y = 374,25). Il s'agit d'une série schisto-marneuse avec bancs gréseux et nombreux lits, parfois lenticulaires, d'un calcaire gris à grain fin, à patine ocre. Les grès sus-jacents étaient supposés être tertiaires (« numidiens »), à l'origine.

Les calcaires ont livré (COLOM, ..., 1953) des Calpionelles, telles *Calpionella alpina*, rare, *C. elliptica*, un peu plus fréquente, *Tintinnopsella carpathica* (type et variété) très fréquente, et d'autres formes, assez abondantes: *T. longa*, *Stenosemellopsis hispanica*, *Favelloides* sp. En outre, ce calcaire contient quelques *Nannoconus*, d'assez rares zoospores de *Globochaete alpina* et des Fibrosphères. Une telle association est typiquement berriassienne.

Des formations de faciès analogue et d'âge comparable existent 2 km plus à l'W, dans le secteur de l'Aïn-el-Ancer. En particulier, de minces bancs calcaires gris-bleuté interstratifiés dans une série argileuse, à 100 m au SW de cette dernière source, ont montré sous le microscope, outre de rares Fibrosphères, Radiolaires et zoospores de Chlorophycées (?): *Calpionella alpina* (AF), *C. elliptica* (F), *Calpionellopsis* cf. *thalmanni* (R), *Tintinnopsella carpathica* (TR), *Stenosemellopsis hispanica* (TR).

L'abondance des *Calpionella* prouve qu'on est tout au plus dans le Berriasien. On peut de ce fait s'étonner de la présence de *Calpionellopsis*, réputés apparaître seulement au Valanginien.

B. Le Flysch au N de Texenna

Il a été découvert et cartographié par F. Ehrmann (1946). A l'E, ce Flysch est transgressif sur les gneiss, sans présenter, contrairement à ce que nous avons dit (1949 a), après F. Ehrmann, de vrais conglomérats de base. On remarque néanmoins que les gneiss sont altérés sur plusieurs mètres d'épaisseur : des blocs quartzo-feldspathiques (amandes de roches granitoïdes?) sont dispersés au sein d'une matrice noirâtre (gneiss totalement arénisés). On passe vers le haut, sans discontinuité nette, au Flysch transgressif.

Les conglomérats cartographiés par F. Ehrmann sous la route de Texenna à Djidjelli n'existent pas non plus : il s'agit d'épais éboulis plus ou moins stratifiés.

Par contre, dans toute cette zone au N de Texenna, certains bancs quartziteux du Flysch, grossièrement bréchoides, semblent témoigner de remaniements immédiatement après consolidation.

Nous ne possédons que peu d'indices paléontologiques :

1. D'un niveau imprécis du Flysch, dans le secteur du Djebana Sidi-Mansour, provient un calcaire riche en Radiolaires (surtout *Spumellaria*) et en *Nannoconus colomi* (LAPP.), microorganisme connu de la base du Crétacé à l'Aptien inférieur. Étant donné l'absence de Calpionelles, on peut ici évoquer un âge hauterivien-barrémien (?).

Un calcaire analogue a été recueilli 700 m plus à l'E, près d'un petit marabout (Beni-Aïcha). Ces deux indices font croire à l'existence, dans le Flysch classique, de niveaux analogues à certains du « complexe de Guerrouch ».

2. Dans les couches les plus élevées du Flysch, directement subordonnées aux grès oligocènes (?), dans les ravines sous la route Texenna-Djidjelli, des lits de microbrèches calcaires et de micropoudingues ont fourni de nombreux Microforaminifères (Globigérines, petits Rotalidés?, etc.), des débris très probables d'*Orbitolines*¹ et de petits radioles d'Oursins. Il s'agirait au moins d'Aptien.

Ces micropoudingues possèdent un ciment complexe, formé de limonite, de calcite recristallisée et de petits grains de quartz. Les galets, souvent silicifiés, proviennent essentiellement du Lias (calcaires oolitiques, calcaires zoogènes, fréquemment avec Miliolidés, calcaires cristallins de grain varié), du Jurassique plus élevé (calcaire à Radiolaires et à Fibrosphères); des quartzites à muscovite de néogénèse et des grès à ciment pyriteux sont d'origine inconnue.

3. Enfin, au S de la cote 671, de grosses pierres volantes, provenant presque certainement du Flysch sur lequel elles reposent, ont montré de belles *Orbitolines* (dét. M. Lys) : *Orbitolina discoidea*, *O. gr. discoidea*, *O. gr. concava* (?), *O. sp.* Il s'agit au moins d'Aptien (supérieur?) ou d'un niveau plus élevé.

C. Le Flysch au S de Texenna

Entre l'O. el-Mencha (= O. Setara) à l'W, et l'O. Djendjenc, au SE, F. Ehrmann a cartographié plusieurs Flyschs d'âge crétacé. Ses distinctions ne nous semblent pas fondées. D'autre part, tous les contacts du Flysch avec le socle paléozoïque paraissent anormaux. Tout au plus peut-on noter, sur la route à l'W de Texenna, que le Flysch est très schisteux et pauvre en bancs gréseux : sa différenciation d'avec les schistes épinétamorphiques du Primaire est délicate.

La route vers Souk-es-Sebt traverse le Flysch sur plusieurs kilomètres. Les faciès sont assez variés : certaines intercalations argileuses se débitent en fines aiguilles. On observe aussi des bancs quartzitiques assez épais (jusqu'à 2 m) : ces niveaux détritiques prennent au NW, vers Iouerdj, une importance beaucoup plus considérable.

1. Ce fait nous avait été signalé par L. Duplan. Dans nos préparations, M. Lys a observé un squelette de dissolution d'une *Orbitolina* sp. (?), rappelant *O. lenticularis* (BLUM.), de l'Aptien.

En descendant le long de la route vers l'O. Djendjene, on remarque au SW de la cote 428 une importante barre de phanites.

Les repères paléontologiques connus dans cette zone sont de valeur inégale :

1. 500 m au N du point 615, dans le grand ravin descendant à l'E vers l'Oued-el-Bir, à la surface de schistes calcaireux gris se délitant en fines plaquettes apparaissent des empreintes végétales. Selon M. E. Boureau, elles rappellent de petits rameaux de Gymnospermes (comme ceux des *Thuja* ou des *Tetraclinis*...). Aucun renseignement stratigraphique n'a pu en être retiré.

2. Dans le talus de la même route, 50 m à l'W du pont sur l'O. el-Bir, des bancs de microconglomérats (à restes de Poissons) alternent avec des calcaires à grain fin. Ceux-ci montrent des Fissurines (*Fissurina ovalis* [KAUF.]) rares mais incontestables, et d'autres restes d'attribution douteuse (Globigérines?, Fibrosphères?). Rappelons que *F. ovalis* est connue du sommet de l'Albien à la base du Sénonien.

3. Au même point, des lits de marnes grises, schisteuses, s'intercalant entre les bancs calcaires, ont livré (Tam.; x = 777,0; y = 374,9) une microfaune vraconienne, étudiée par J. Magné :

Anomalina bentonensis MORROW

Thalmaninella ticinensis (GANDOLFI)

Th. cf. brotzeni SIGAL (très rare)

Ticinella roberti (GAND.)

4. Le faciès très spécial de ces assises se retrouve beaucoup plus à l'W, en dehors du territoire étudié, mais dans le prolongement direct (Djema el-Khenak) ou plus lointain (S d'El-Aouana) de la bande de Flysch dont il est ici question.

En divers gisements, dont une note avec A. Lambert (1955) rend compte, nous avons récolté des Bélemnites (*Neohibolites* sp.) et des microfaunes identiques à celle que nous venons de citer. Ce niveau-repère vraconien est ainsi très précieux : des lits de phanites noirs l'avoisinent souvent.

5. Près de la Mat Merdj-Youssef, sous la route, environ à 500 m à l'W de la cote 428, des lits de microconglomérats à éléments très polygéniques, empruntés au Sédimentaire essentiellement, contiennent des microorganismes intéressants : « Lagenas » (*Fissurina laevigata*) fréquentes, *Fissurina ovalis* très rares, *Globotruncana* très rares mais certaines d'après J. Sigal, *Marssonella* (ou *Textularia*), Miliolles, débris d'Ourins et de Mollusques.

Bien que les Rosalines soient indéterminables, on peut conclure à l'âge au moins cénomanien terminal de ces assises, et plus probablement au moins turonien.

A l'W du secteur décrit dans cet ouvrage, loin de se terminer périclinalement sous le « Nunidien » à l'W de Texenna, le Flysch schisto-gréseux crétacé moyen (Barrémien à Turonien) se suit d'une manière continue jusqu'à l'O. Kissir, vers Grioula. Il semble s'enfouir partout sous le complexe détritique de la nappe de Guerrouch (Tithonique-Néocomien *p.p. max.*). Il réapparaît entre la dépression d'En-Nadour et l'O. et-Teboula, par le col d'El-Aouana. On le retrouve aussi dans l'anticlinal de Fedj-Arzer. En bien des points, le niveau-repère vraconien à Rosalines (s.l.) primitives et Céphalopodes est parfaitement caractérisé. L'assimilation de ce Flysch, par ailleurs très typique, au Crétacé moyen est donc évidente. Elle n'avait pas échappé à F. Ehrmann (voir carte au 500.000^e Constantine-nord, 1^{re} éd.). De récents travaux (DUPLAN, 1955) sous-estiment la complexité structurale de ce secteur et en attribuent tous les terrains (Tithonique-Néocomien du complexe de Guerrouch, Flysch crétacé moyen, Sénonien détritique) au Nummulitique supérieur, auquel toutefois certains affleurements doivent être rapportés.

D. Le Flysch des environs de la Zaouïa

De l'O. Djendjene, à l'W, jusqu'au col de Fédoulès, à l'E, le Flysch est séparé du Paléozoïque kabyle par un grand contact anormal. Au S, par contre, ses rapports avec les marnes du Sénonien sont apparemment normaux, quoique le plus souvent la série soit renversée.

Précisons tout de suite que les poudingues « à éléments anciens », cartographiés dans le Flysch

crétacé (EHRMANN, 1946) au SE de la Zaouïa du Djendjene, n'existent pas : il s'agit manifestement d'éboulis récents, parfois emballés dans une bouillie schisteuse solifluée sur les pentes. En ce qui concerne l'énorme « bloc de cipolin repris dans le Crétacé » près de Sidi-Ali-Belri (EHRMANN, 1924, fig. 7, p. 151), il s'agit effectivement d'une lentille calcaire, mais au sein de gneiss fortement arénisés, mimant un peu le Crétacé qu'ils chevauchent.

Des intercalations de nature variée s'observent dans le Flysch. Ce sont tout d'abord des grès et quartzites, dont le faciès rappelle celui du « Numidien » (Oligocène). Ils sont spécialement développés aux endroits suivants : E du Dj. el-Mourreba, bois d'Ez-Zaouïa, SW de Sidi-Ali-Belri, environs de Sidi-Dardour, Mat Rhebala. Des passées de schistes violacés ou verdâtres existent assez fréquemment à leur voisinage.

D'autre part, un niveau de phtanites se place à quelques dizaines de mètres sous le sommet du Flysch. Nous l'avons repéré au N du Dj. Sigmounane, près de Sidi-Salah (El-Maad) et le long de la route au SW du 1068 (Mat Rhebala).

Il semble possible, au N d'El-Maad, d'ébaucher la stratigraphie de la partie supérieure du Flysch, en se basant en particulier sur la coupe du ravin à l'E de Sidi-Salah :

1. schistes verdâtres et violacés (quelques m),
 2. quartzites massifs (de l'ordre de 50 m),
 3. Flysch avec niveaux de phtanites,
 4. Flysch à rares niveaux de calcaires à grain fin.
- Les termes 3 et 4 totalisent environ 100 m.
5. Marnes sénoniennes à nodules calcaires jaunes.

Le contact entre 4 et 5 n'est pas extrêmement clair.

Les indices paléontologiques de la zone de la Zaouïa sont les suivants :

1. Dans le ravin au SE du point 678 (Sidi-Ali-Belri), sensiblement au niveau 1 de la coupe ci-dessus, on relève des microconglomérats et des lits marneux à empreintes végétales. Ces derniers ont fourni (J. Magné), outre des embryons d'Ammonites, quelques individus de *Lenticulina* sp., *Gyroidina* sp., *Rotalipora* sp. et quelques Radiolaires. Le genre *Rotalipora* est essentiellement cénomanien.

2. A l'E immédiat du ravin de Sidi-Salah, à environ 50 m sous les marnes sénoniennes, une lentille de calcaire blanc à grain fin, intercalée dans le niveau 4 de la coupe ci-dessus, a montré de nombreuses Fissurines (*Fissurina ovalis*) et de rares Foraminifères indéterminables.

3. A l'E de la Zaouïa (Tam. ; x = 782,45; y = 371,60), A. Lambert a récolté un échantillon de microconglomérat à Orbitolines, qu'il nous a aimablement remis. M. Lys y a reconnu la présence d'*Orbitolina* aff. *bulgarica* (DESH.) in TOULA, forme de l'Aptien. Sous le microscope, cette roche présente, dans un ciment surtout limoniteux, de nombreux débris organiques silicifiés (essentiellement Échinodermes, mais aussi Lamellibranches...).

4. Sur la rive droite de l'O. Raha, un peu au S du confluent avec le Djendjene (Tam.; x = 781,65; y = 372,35), A. Lambert a trouvé des plaquettes microconglomératiques très riches en débris d'Échinodermes (surtout en radioles d'Oursins) et en Microforaminifères (Cristellaires et Miliolidés, selon J. Sigal et J. Magné). Indégageables, ils ne permettent malheureusement pas de dater la formation.

Il convient aussi de rappeler que J. Flandrin (1948, p. 211) signale la présence d'*Orbitolina conoidea* A. GRAS, remaniée dans des brèches oligocènes du synclinal des Beni-Afeur, à une dizaine de kilomètres au NE de la Zaouïa. Cette forme est connue de l'Albo-Aptien.

E. Le Flysch entre Fédoulès et le Dj.Frour

Le Flysch dessine une bande de 15 km de long, séparée du massif ancien par le contact anormal bordier. Par contre, vers le S, le Flysch paraît en continuité stratigraphique avec les marnes du Sénonien ; selon les points, la série est normale ou renversée.

Les faciès grés-quartziteux prennent parfois une grande importance aux dépens des niveaux schisteux. C'est le cas sur l'arête du Dj. el-Mouïssa, au NE de Fédoulès, mais surtout vers Kaa-el-Mtar, au SE de Sidi-Ouchnek. Dans cette dernière région, on trouve aussi de grosses lentilles quartziteuses sans continuité latérale.

Les *phtanites* sont assez répandus à l'E de Fédoulès. On peut, semble-t-il, en distinguer parfois deux niveaux. Ils sont malheureusement discontinus, ce qui permet de douter de la constance de leur position stratigraphique et d'envisager l'existence de replis pour en expliquer la réapparition.

Un premier niveau se situerait à au moins 150 m sous le Sénonien. On le trouve à la Mat Baraka (sur la piste montant à la maison du caïd), sous la Mat Djaart, sous le Djebana Zerarha, dans l'O. Tessala (en amont du pont de la route) : en ce dernier secteur, des microconglomérats à ciment siliceux s'intercalent dans les *phtanites*.

Le second niveau n'est guère qu'à quelques dizaines de mètres sous le Sénonien. La route Djidjelli-Mila le recoupe au NW de Bou-Kerina. Les *phtanites* au N du Dj. Ounane (N et NE du point 901) appartiennent peut-être à ce même niveau. En tout cas, celui-ci se retrouve immédiatement sous le Sénonien à l'W de « Rhedir-ed-Draa » et à 1 km à l'E d'El-Ouazta.

Des *marnes schisteuses* grises, azoïques, constituent, entre El-Merhoua et El-Ouazta, une série de lentilles en pleine masse du Flysch. Plus à l'E, vers la Mat Tafelkout, les schistes du sommet du Flysch, dénués de bancs gréseux, sont localement calcareux.

Nous ne possédons pratiquement pas d'indices paléontologiques dans ce secteur. Signalons cependant :

1. Dans les couches de base du Sénonien, sur l'arête au NE du col de Fédoulès, un lit de micropoudingues contient des Orbitolinidés (dét. de M. Lys) remaniés : *Orbitolinopsis* sp. (?) du Barrémien, *Orbitolina lenticularis* (BLUM.) de l'Aptien-Albien.

2. Au S de Ras-ez-Zen, au N du point 675, dans un niveau de microconglomérats situé au sommet du Flysch, nous avons noté des Foraminifères sans valeur stratigraphique : *Verneuillinae*?, Globigérines? (dét. J. Sigal).

3. Enfin, à l'W du marabout inférieur de Sidi-Ali (S. Mer.; x = 802,90; y = 373,45) un banc calcaire a révélé de minuscules Globigérines et Gumbélines, à côté de Radiolaires calcitisés. Le faciès est typiquement crétacé : sur la carte « Sidi-Merouane », ce Flysch a été cartographié par erreur en Oligocène. La limite entre Crétacé et Nummulitique, autour de Ras-ez-Zen, est ainsi sujette à modifications, d'autant qu'un Flysch sénonien (p. 288) existe dans ce secteur.

F. Le Flysch au N du Kef Dardja

Dans ce secteur, le Flysch, dessinant l'enveloppe d'un pli couché intéressant le Paléozoïque, apparaît tantôt sous ce dernier, tantôt au-dessus de lui. Dans le second cas, il repose en discordance sur les schistes satinés : on peut le constater sur 2 km de front, au N du Dardja. En quelques points, une brèche de base (plaquettes de schistes anciens englobées dans un ciment rubéfié) met en évidence la transgression.

Juste au-dessus, de minces niveaux de calcaires très détritiques, chargés de minéraux arrachés au socle, montrent des indices de stratification entrecroisée. D'autres bancs calcaires, à grain fin, contiennent de petites Globigérines et Gumbélines.

Dans cette zone, le Flysch a conservé sa situation originelle entre le Paléozoïque et le Sénonien marneux : on constate qu'il n'a guère que 100 à 150 m d'épaisseur. Vers sa partie moyenne, une intercalation de quartzites (environ 20 m) donne lieu à une falaise, visible à l'E de l'Aïn-Acharir.

Plus à l'W, sur le versant méridional du Dj. Frour, le Flysch plonge au contraire sous le Cristallophyllien. Sa puissance, en dépit de replis toujours possibles, est beaucoup plus considérable qu'au N

du Dardja. On relève d'importantes lentilles de quartzites, intensément plissées, au SE de Sidi-el-Keloua.

Une coupe particulièrement intéressante (fig. 49) peut être relevée autour de l'arête de la cote 695. On trouve de haut en bas (la série est renversée) :

1. Flysch gris typique, à nombreuses intercalations gréseuses et niveau de phtanites,
2. Bancs lenticulaires de calcaire gris-rosé à patine jaune, avec lits de micropoudingues calcareux roses,
3. Flysch fin violacé,
4. Flysch typique gris-noirâtre, parfois un peu verdâtre,
5. Marnes grises sénoniennes.

Le niveau 2 a révélé d'innombrables Fissurines (*Fissurina ovalis*), des Gumbélines et des Globigérines. Ce niveau est situé à une trentaine de mètres sous le Sénonien.

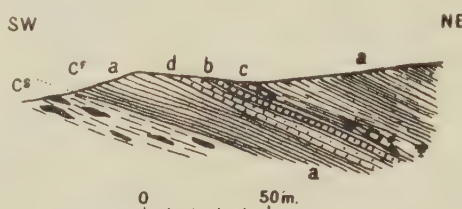


FIG. 49. — Rapports du Flysch et des marnes sénoniennes, au SE du Dj.Frouf.

La série est renversée. Le Flysch (c^f) comporte : a, Flysch gris; d, Flysch violacé; c, calcaires à Fissurines; b, micropoudingues calcaires. Au-dessous, les marnes sénoniennes (c^s).

G. Le Flysch entre Sidi-Marouf et Moul-ed-Demamene

Le Flysch participe à la constitution de presque toutes les unités tectoniques de cette région. Pourtant, dans la plus élevée (nappe bordière), on n'a pas de preuves formelles de son existence.

1. *Au N du Sidi-Marouf*, le Flysch constitue à lui tout seul le matériel d'une petite écaille coincée à la bordure méridionale du Cristallophyllien. Il est sans particularités notables. A 400 m au N de la cité minière du Sidi-Marouf, on note cependant un niveau de phtanites.

Au point de vue paléontologique, il faut remarquer :

a. La présence, à 700 m à l'WSW du Bordj du Marouf, sur le sentier descendant vers Graïou, de microconglomérats à rares Orbitolines, indéterminables spécifiquement.

b. L'existence, à 100 m à l'W du même bordj, de microconglomérats avec moules internes de Foraminifères¹ (*Globotruncana* sp., Rotalidés du genre *Eponides*, Valvulinidés). Les Rosalines indiquent un âge au moins céno-manien élevé.

2. *Dans la zone d'écailles du Dra-el-Kasba*, le Flysch existe à l'état de lambeaux isolés. *Dans l'écaille de Tissimiran*, il affleure plus largement. Tant au N de l'O. ed-Douida qu'autour de Bou-Djoudoun, il surmonte normalement, avec une limite imprécise, les marnes barrémiennes. Ce fait apparaît bien le long de la route nationale El Milia-Constantine, à l'E de la Mat el-Ouati (fig. 50).

On ignore la puissance du Flysch crétacé (plus de 200 m au N de l'O. ed-Douida), car il est partout surmonté anormalement par des niveaux plus anciens, en particulier par une série schisteuse tithonique, qui prend parfois un faciès très voisin. Il est alors délicat de tracer une limite entre les deux formations.

1. Déterminations de M. J. Sigal.

3. Dans l'écaïlle des Kefs, l'épaisseur du Flysch crétacé doit être considérable : cette valeur, quoique inconnue, est comprise entre 500 et 1.500 m, au moins localement. L'existence de replis rend compte des très grands affleurements de ce terrain. Comme dans l'écaïlle de Tissimiran, le Flysch surmonte en parfaite continuité les marnes datées du Barrémien à leur sommet¹.

Sur la rive gauche de l'O. el-Kebir, ce contact s'observe bien. On note (en série renversée) d'amont en aval :

1. marnes schisteuses (Néocomien-Barrémien),
2. schistes grumeleux verts,
3. schistes brillants noirâtres, passant progressivement au Flysch schisto-gréseux.

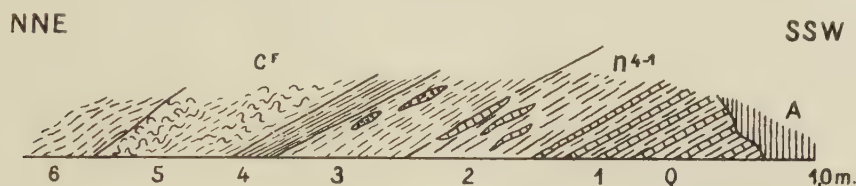


FIG. 50. — Passage progressif des marnes du Crétacé inférieur au Flysch, sur la route au S d'El Milia. On voit, à 1 km au S de la Ma^{at} Amrioune : n⁴⁻¹, Crétacé inf. marneux (1, marnes schisteuses; 2, schistes très fins, calcaireux, avec petites lentilles calcaires); c^f, Flysch (3, schistes gris à lentilles gréseuses; 4, Flysch verdâtre, très fin; 5, schistes grumeleux; 6, Flysch schisto-gréseux, typique). Éboulis : A.

Sur la route montant à la cité minière de Tissimiran, une cinquantaine de mètres de schistes grumeleux et de schistes en fines plaquettes s'intercalent entre les marnes à *Pulchellia* et le Flysch franc.

A l'E de Tissimiran, une fois franchi le ponceau sur l'O. el-Msoub, on traverse du N au S, le long du chemin de Bou-Djoudoun, la série suivante, qui mesure au moins une centaine de mètres d'épaisseur :

1. Schistes calcaireux jaunes à lentilles calcaires,
2. Flysch avec niveaux schisteux verdâtres,
3. Flysch gréseux,
4. Schistes verdâtres et rougeâtres,
5. Schistes avec nodules de calcaire à grain fin,
6. Quartzites massifs, avec intercalations de schistes verdâtres plus ou moins grumeleux,
7. Marnes schisteuses grises (lentilles à l'W du sentier),
8. Schistes rougeâtres.

Un lit finement conglomératique du niveau 3 a montré, outre des débris d'Inocérames, divers Foraminifères² : Globigérines, Cristellaires et rares sections de Rosalines dont *Globotruncana* aff. *helvetica* BOLLI (?), *Gl. cf. arca* CUSH. Il s'agit donc de niveaux post-cénomaniens, peut-être de Turonien : *Gl. helvetica* caractérise en effet le Turonien.

Les nodules calcaires du niveau 5 ont révélé, outre des spicules, l'association habituelle de Globigérines et de petites Gumbélines. Les marnes 7, azoïques, sont bourrées de très nombreuses paillettes de muscovite et de chlorite, mais le quartz est assez rare.

Les lentilles de quartzites sont exceptionnelles dans le Flysch de l'écaïlle des Kefs. Les lentilles de marnes schisteuses ne sont pas non plus fréquentes : outre le cas indiqué ci-dessus, signalons cependant qu'une de ces intercalations, riche en petites paillettes de mica, est bien visible sur la rive

1. Cependant, à l'W de la cote 559, le contact entre les deux formations est plus ou moins disharmonique.
2. Déterminations de M. J. Magné.

gauche de l'O. el-Kebir, à 1 km au SW de Taskif. Enfin un affleurement de phtanites, très disloqué, a été mis en évidence à la Mat Ark-el-Bir.

Dans cette écaille des Kefs, il semble incontestable que le Flysch est pour une bonne part sénonien (p. 293).

4. Dans l'autochtone, au S de l'écaille des Kefs, le Flysch schisto-gréseux crétacé apparaît au milieu du Sénonien marneux, tant au SW du Kef Goussane (grâce au jeu d'une faille) qu'entre les Kefs bou-Rhaleb et Sassenene.

Partout ce Flysch est surmonté en continuité stratigraphique apparente par des marnes du Sénonien basal. L'épaisseur du Flysch ne peut être calculée avec certitude, car il est intensément plissé. On ignore d'ailleurs quel est son substratum.

5. Les indices paléontologiques sont, nous venons de le voir, assez peu nombreux entre Sidi-Marouf et Moul-ed-Demamene. Il faut cependant signaler la présence d'Orbitolines remaniées dans le Néonummulitique de régions plus septentrionales. Il n'est pas invraisemblable que ces Foraminifères proviennent du Flysch crétacé bordant le massif ancien.

C'est ainsi que, à 7 km à l'WSW d'El Milia, au S du Dj. el-Hadjar (cote 422), de fins poudingues, interstratifiés dans les argilites et marnes du Néonummulitique, ont fourni des Orbitolines d'âge varié : *Orbitolina* gr. *lenticularis* (Aptien-Albien-Cénomanien inf.) et *O.* gr. *concava* (Cénomanien). D'après M. Lys, plusieurs sections de cette dernière espèce rappellent beaucoup celles d'Orbitolines du Cénomanien supérieur de la Mat el-Rhil (feuille de Tocqueville, au S de Sétif).

Les mêmes poudingues ont montré des « Lagenas », éparses dans le ciment, et que nous supposons aussi remaniées.

H. Le Flysch à l'E d'Arago

La formation argilo-marneuse, parfois à faciès flysch, bordant au S le massif du Moul-ed-Demamene entre Dra-di-Mira et Arago, pose d'importants problèmes que nous n'avons pu résoudre d'une manière satisfaisante : selon les points, elle renferme des faunes variées, crétacées ou nummulitiques. Il est possible que des assises d'âge crétacé inférieur-moyen entrent dans sa constitution. Néanmoins, son étude sera reportée au chapitre suivant, le Sénonien en formant la plus grande partie.

Le Flysch crétacé réapparaît entre l'O. bou-Siaba et Fedj-el-Mekta, puis, au delà de ce col, jusque vers la Mat el-Kelaa, au total sur une quinzaine de kilomètres. Sa situation tectonique est identique à celle du Flysch que nous avons suivi de Texenna au Dj. Frouur. Au N, un contact anormal le sépare du Cristallophyllien chevauchant de la nappe bordière. Au S, le Sénonien lui succède : ce contact, stratigraphique, est parfois très redressé.

L'épaisseur du Flysch ne semble pas être inférieure à 500 m. Son faciès est typique, en particulier au point où la route Arago-Aïn Kechera franchit l'O. bou-Siaba. Ailleurs, le Flysch est souvent masqué par la végétation forestière.

Les intercalations de phtanites sont rarissimes. On en connaît au SW de la Mat Oudjelil et à 500 m au SE de la Mat el-Kelaa. Des niveaux schisteux rouge-violacé et verts se voient entre Dar-el-Fokra et l'Aïn-el-Brouk. Les barres quartzitiques ne sont pas exceptionnelles. Certaines avoisinent le socle ancien (W d'Oudjelil). Vers le sommet du Flysch, on trouve un important niveau gréseux, parfois très psammitique : il se suit, avec des interruptions, de l'Aïn-es-Seraf jusqu'à la Mat bou-Far.

Juste au-dessous de ces grès, on remarque un niveau discontinu, lui aussi, de marnes calcaires

conchoïdes chargées de quartz et de micas détritiques, admettant parfois des lentilles de calcaire à grain fin. Ce niveau, jusqu'ici partout azoïque, paraît acquérir une forte épaisseur à l'E de Bou-Far, où il surmonte directement le Flysch typique.

Il est difficile, autour de Fedj-el-Mekta, de différencier les niveaux terminaux du Flysch crétacé et la base des assises néonummulitiques.

Plus à l'E, le Flysch schisto-gréseux crétacé s'enfonce sous le Tertiaire discordant. Les formations à faciès flysch qui frangent au S le Kef bou-el-Kebir (N du Sidi-Dris) sont peut-être nummulitiques : il est loin d'être exclu cependant que le Flysch crétacé se prolonge dans ce secteur.

Rappelons que, beaucoup plus à l'E, au NW de Gastu, P. Deleau (1938 c) a figuré un « Flysch albo-aptien » auréolant le Barrémien du Dj. Safia. L'existence d'un Flysch schisto-quartziteux crétacé est très vraisemblable en effet dans ce secteur. Son extension serait même beaucoup plus considérable, par exemple autour de Gastu et, plus au NE, sur la rive droite de l'Oued-el-Kebir, à la bordure méridionale du lac Fet-zara. L'argument paléontologique manque encore.

3. — CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

L'existence d'une importante phase orogénique entre le Crétacé et le Jurassique est évidente en bien des points du Nord-Constantinois. Il en sera question dans la partie tectonique de cet ouvrage. Seuls seront abordés ici les problèmes purement stratigraphiques. Nous traiterons d'abord du Crétacé inférieur et moyen à faciès marneux, ensuite du Flysch du même âge.

A. STRATIGRAPHIE DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN MARNEUX

La transgression du Crétacé inférieur s'est faite sur une topographie imparfaitement aplanie. Aussi l'âge des premières couches crétacées n'est-il pas partout identique : quelquefois il s'agit de Berriasien, réduit à de minces assises (écaïlle des Kefs, peut-être aussi O. Itera et W de Sidi-Merouane), en certains cas de Néocomien indéterminé (E de la chaîne numidique) et même en un point (partie sud de l'écaïlle de Tissimiran) de Barrémien inférieur (ou d'Hauterivien supérieur?). Cette transgression infracrétacée sur des terrains plissés insuffisamment aplanis permet d'expliquer les variations d'épaisseur du Néocomien sur le méridien d'El Milia.

Dans la chaîne numidique, il est impossible de différencier cartographiquement le Berriasien, le Valanginien, l'Hauterivien et le Barrémien, qui revêtent le même faciès de marno-calcaires et marnes.

Le Berriasien n'était pas jusqu'ici daté dans le N du Constantinois. Son existence n'est d'ailleurs soupçonnée que grâce à des *Aptychus* (argument bien précaire) et à des Calpionelles, dont la répartition dans le temps a été bien établie aux Baléares par G. Colom, dans le Sud-Constantinois et en Tunisie. On constate ainsi la coexistence d'espèces du genre *Calpionella* LORENTZ *emend.* COLOM, qui existait seul au Tithonique et ne se prolonge jamais plus haut que le Berriasien (le fait semble certain), avec des représentants de genres nouveaux (*Calpionellites*, *Stenosemellopsis*, *Favellonoides* et surtout *Tintinnopsella*), dont on suivra le développement dans le Néocomien plus élevé.

Nous n'avons pas trouvé d'Ammonites berriasiennes qui permette de contrôler régionalement la répartition classique des *Lamellaptychus* (TRAUTH, 1938). On soulignera l'apparition, dès la base du Néocomien, de *Lamellaptychus angulocostatus* (PET.) (= *Aptychus angulicostatus* PICT. et LOR.) forme connue essentiellement dans l'Hauterivien et le Barrémien. On a signalé ailleurs des cas analogues au nôtre.

Le Valanginien (s.s.) est bien caractérisé au Moul-ed-Demamene par quelques beaux gisements de Céphalopodes pyriteux. Jusqu'à maintenant, cet étage n'était pas daté dans la chaîne numidique. Autour de Constantine, on n'a d'ailleurs cité que quelques rares gîtes fossilifères valanginiens.

L'un, au Dj. Safia près de Philippeville, a livré (DELEAU, 1938 c) *Neocomites* gr. *neocomiensis*, *Olcostephanus drumensis*, *Saynoceras hirsutum*. Un autre, au Dj. Friktia dans le massif du Chettabah, a montré (JOLEAUD, 1914 c) : *Olcostephanus sayni*, *O. psilostoma*, *O. perinflatus*. En outre, dans les listes de fossiles des Babors (EHLMANN, 1924), on trouve des formes valanginiennes.

Dans notre secteur, on rencontre souvent des *Aptychus*. Certains ne paraissent pas dépasser le Valanginien (*Lamellaptychus didayi*, *L. mortilleti*...). Les Ammonites montrent comme formes caractéristiques des représentants des genres *Paquiericeras*, *Rogersites*, *Valanginites*, *Kilianella*, *Saynoceras*, etc... Enfin, une faune de Calpionelles confirme en certains points l'âge valanginien de couches déjà datées par des Céphalopodes.

Nous ne reviendrons pas sur la curieuse faune d'Ammonites calcaires, où dominent les Oostérellidés (*Oosterella gaudryi*), de l'anticlinal de l'O. Itera.

L'Hauterivien posait jusqu'à présent un problème. Il n'avait pu être caractérisé avec certitude, sous le faciès de marnes à Ammonites pyriteuses, qu'en un seul point d'Algérie orientale, au Dj. Djaffa (BLAYAC, 1912, p. 170-172), situé à une cinquantaine de kilomètres au SE de Constantine. Nous avons découvert un groupe de gisements beaucoup plus septentrional, dans la chaîne numidique. Ainsi est prouvé, au moins localement, dans les régions littorales, la continuité de la sédimentation marneuse du Crétacé inférieur.

Les formes qui permettent de caractériser l'Hauterivien sont certaines Bélemnites (*Pseudobelus brevis*), des *Phylloceras* à larges selles (*Ph. rouyanum* s.s., *Ph. cf. winckleri*), des *Spitidiscus*, certaines Ammonites non enroulées (Bochianitidés, Criocératidés). Des variétés de *Lamellaptychus angulocostatus* paraissent aussi se localiser à ce niveau, en l'état actuel des connaissances.

On notera cependant qu'en bien des secteurs où l'Hauterivien n'a pu être daté (N de l'échelle de Tissimiran, W de l'échelle des Kefs) des Ammonites barrémiennes ont été rencontrées à peu de mètres au-dessus de niveaux valanginiens. Cela donne à penser que l'Hauterivien est très mince. Ce serait aussi le cas au Dj. Safia, au SE de Philippeville (DELEAU, 1938 c, p. 116).

Le Barrémien est en moyenne plus franchement marneux que le Néocomien. Son épaisseur, partout notable, est difficile à évaluer car le Barrémien daté se trouve dans des secteurs soumis à de fortes actions tectoniques, ou bien on ignore quel en est le substratum. Indiquons cependant les ordres de grandeur suivants : env. 300 m dans la partie nord-ouest de l'échelle de Tissimiran, de 50 à 150 m dans sa partie sud (Bou-Djoudoun), env. 400 m dans l'échelle des Kefs.

Les principaux gisements fossilifères barrémiens, déjà connus, sont situés sur l'axe de la chaîne numidique (Hamala, Mouïa). Ils ont livré de belles faunes, identiques à celles du Barrémien du NE de la Berbérie, en particulier du Dj. Ouach. Les formes qui, dans ce dernier massif, permettent de distinguer un « Barrémien inférieur » (à *Pulchellia* et *Holcodiscus*) d'un « Barrémien supérieur » (à Desmocératidés : *Barremites*, *Uhligella*, *Silesites*...) semblent, dans la chaîne numidique, être associées dans les mêmes niveaux.

La série marneuse et marno-calcaire du Crétacé inférieur n'est pas plus récente que le Barrémien dans les écaïlles du Moul-ed-Demamene, le Flysch schisto-gréseux venant en continuité au-dessus. Au contraire, dans les zones méridionales, le faciès flysch n'existe pas. Mais l'érosion liée à l'orogénèse antésénonienne a le plus souvent réduit le Crétacé à ses termes inférieurs (Néocomien-Barrémien). Cependant on a des raisons de penser que la sédimentation a été continue au moins jusque pendant le Cénomanién.

L'Aptien n'a pu être daté qu'en un seul point, à l'W de Sidi-Merouane (Krenag-Seless), et encore ne s'agit-il que de son terme le plus élevé, la zone de Clansayes. Comme, à plus de 500 m plus bas, le Néocomien est caractérisé, on peut supposer que le Barrémien et tout l'Aptien existent dans l'intervalle sous le même faciès marno-calcaire et marneux.

L'équivalent des couches de Krenag-Seless existe à 20 km au SE, au Dj. Akhal (JOLEAUD, 1912, p. 146-149). Mais il faut aller au S de Guelma, dans la région de l'O. Cherf ou vers le Dj. Ouenza, pour trouver une série aptienne complète datée par des faunes d'Ammonites.

L'Albien et le Cénomanién n'ont pu encore être sérieusement caractérisés sous le faciès marneux. A l'W de notre zone d'études, on voit très localement (Dj. Sigmounane) des faciès marno-calcaires qui rappellent le Vraconien (?) des Babors.

Aucun indice de la présence de *Turonien* n'a pu être trouvé.

B. STRATIGRAPHIE DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN A FACIÈS FLYSCH

On ne peut, contrairement à ce que nous avons cru (1952 d, p. 26-28), considérer l'âge du Flysch comme identique dans tous ses affleurements et superposer en un schéma unique les renseignements recueillis dans des unités tectoniques différentes.

Nous considérerons ainsi d'abord le Flysch frangeant le massif ancien de Texenna à Fedj-el-Mekta, ensuite celui qui appartient aux écaïlles du Moul-ed-Demamene.

DANS LE PREMIER CAS, le Flysch a constitué sans nul doute la couverture directe du Paléozoïque : le fait est prouvé au NE de Texenna et au N du Kef Dardja. Presque partout le long de cette bande de Texenna à Fedj-el-Mekta, le Flysch paraît au S en contact stratigraphique normal avec le Sénonien inférieur marneux, daté par des microfaunes (p. 310). Dans cette zone, le faciès flysch ne peut donc monter au-dessus de la base du Sénonien. Les étages suivants y sont caractérisés.

1. *Le Néocomien* est certainement représenté en totalité dans le « complexe de Guerrouch », ainsi que l'était probablement le Tithonique. Ce faciès, un peu spécial, s'écarte notablement du type normal du Flysch. Le Berriasien est daté sur une épaisseur notable de ce complexe, par des associations de Calpionelles où subsiste le genre *Calpionella*. Le Valanginien-Hauterivien peut être soupçonné dans les zones plus élevées, par des associations des mêmes Infusoires, mais le genre *Calpionella* y a disparu.

2. *L'Hauterivien-Barrémien* peut être décelé dans les calcaires à *Nannoconus colomi* qu'on trouve parfois en minuscules bancs dans le « complexe de Guerrouch » et dans le Flysch au N de Texenna. Cet argument est loin d'être inattaquable, les *Nannoconus* étant signalés depuis le Berriasien jusqu'à l'extrême base de l'Aptien. L'absence de Calpionelles, qui ne dépassent pas habituellement le Valanginien, et qu'on devrait en principe trouver associées à ces *Nannoconus*, permet d'évoquer ici un âge hauterivien-barrémien.

Rappelons encore les Orbitolinidés à cachet barrémien (*Orbitolinopsis* sp.?) qu'a livré, à l'état remanié, le Sénonien de Fédoulès.

3. L'Aptien semble être caractérisé un peu partout par des Orbitolines. Les unes se trouvent dans les microconglomérats du Flysch : au N de Texenna, *Orbitolina* cf. *lenticularis* (?); à l'E de la Zaouïa, *O.* aff. *bulgarica*; au N du Sidi-Marouf, *O.* sp.

D'autre part, des Orbitolines albo-aptiennes¹ ont été trouvées à l'état remanié dans le Sénonien de Fédoulès (*Orbitolina lenticularis* ?) et du Kef Sema (DELEAU, 1938 c), dans l'Oligocène des Beni-Afeur (*O. conoidea*, selon J. Flandrin) ou de l'W d'El Milia (*O. gr. lenticularis*), dans le Burdigalien au N de Texenna (*O.* sp.).

4. L'Albien, le Vraconien et le Cénomaniens existent aussi sous le faciès flysch.

En premier lieu, de minces bancs de calcaires à grain fin contiennent des Fissurines, organismes apparaissant à l'Albien supérieur. Ces niveaux peuvent donc localement représenter soit l'Albien supérieur, soit le Vraconien, soit le Cénomaniens.

Cette opinion est justement confirmée au SE de Texenna, par une microfaune vraconienne (*Anomalina bentonensis*, *Thalmaninella ticinensis*, *Th.* cf. *brotzeni*, *Ticinella roberti*). Il faut souligner l'importance des niveaux marneux à bancs calcaires (à Fissurines) qui ont fourni cette microfaune, et, plus à l'W, des Bélemnites du même âge (*Neohibolites*) : il s'agit d'un horizon-repère que nous avons mis en évidence jusqu'en Grande Kabylie, à l'W de Bougie (DURAND DELGA, LAMBERT et MAGNÉ, 1955).

En deuxième lieu, au NE d'El-Maad, une intercalation marneuse a fourni une microfaune, d'ailleurs très pauvre, mais où certains *Rotalipora* paraissent indiquer du Cénomaniens ou un niveau très voisin, légèrement plus haut.

En troisième lieu, des Orbitolines cénomaniennes (*Orbitolina* gr. *concava*) sont remaniées dans l'Oligocène de l'W d'El Milia. Leur origine est vraisemblablement locale; il est permis de penser qu'elles proviennent du Flysch.

Enfin les horizons de phtanites risquent de posséder une certaine valeur stratigraphique. Dans l'Est-Algérien en effet, trois niveaux à Radiolaires, localisés vers la limite de la zone de Clansayes et de l'Albien, vers la limite de l'Albien et du Vraconien et vers le sommet du Cénomaniens inférieur ont récemment été mis en évidence (MAGNÉ et SIGAL, 1953) dans des faciès marneux. Étant donné la constance de tels niveaux dans tout l'E de la Berbérie (ils ont été notés en particulier jusque dans les Babors, 50 km à l'W de notre secteur), on peut se demander si certains horizons de phtanites à Radiolaires du Flysch ne leur sont pas attribuables, en particulier ceux qui sont voisins du niveau-repère à Bélemnites du Vraconien.

5. Le Turonien (ou tout au moins le Cénomano-Turonien) est daté en quelques points par des *Globotruncana*. La position de ces horizons par rapport à la base du Sénonien marneux implique que le Cénomano-Turonien est épais.

Le microfaciès de telles couches est intéressant à noter. Des bancs de calcaires à grain fin fournissent fréquemment l'association de toutes petites Globigérines et Gumbélines, et de Fissurines : *Fissurina ovalis* (KAUF.). Ces derniers microorganismes sont connus depuis le sommet de l'Albien jusque dans la base du Sénonien.

La position stratigraphique des couches à Fissurines d'El-Maad et du NW du Dardja, immédiatement sous le Sénonien basal, milite en faveur de leur âge turonien (en dépit de l'absence de *Rotalipora*).

1. Au moins en Afrique du Nord, ces espèces semblent cantonnées dans l'Aptien, voire l'Aptien élevé.

Dans d'autres niveaux, les Fissurines voisinent avec des « Lagenas » (= *Fissurina laevigata* [KAUF.]). Ces formes globuleuses, encore méconnues en Berbérie, ont été signalées jusque dans le Maestrichtien des Landes (CUVILLIER, 1951, pl. LIII). Dans le Nord-Constantinois, elles paraissent cependant ne pas dépasser le Santonien.

Globotruncana, Fissurines et « Lagenas » coexistent souvent avec des Radiolaires et des spicules de Spongiaires. Un microfaciès très comparable se retrouvera dans le Sénonien basal.

Un autre fait est à noter. L'horizon de phtanites situé un peu au-dessous des marnes sénoniennes pourrait lui aussi être turonien. Dans le bassin du haut Djendjene, en effet, A. Lambert a repéré (comm. orale) un horizon de phtanites noirs à Radiolaires interstratifié dans une série de marno-calcaires, datés, un peu au-dessous, du Cénomanien élevé et, un peu au-dessus, du Sénonien inférieur : l'âge de ces phtanites peut ainsi être turonien.

De tous les fossiles que nous venons de citer, seuls ceux provenant de calcaires à grain fin interstratifiés dans le Flysch donnent des renseignements certains : Calpionelles, *Nannoconus*, Fissurines. Les Foraminifères provenant du lavage de marnes (*Rotalipora*...) ne semblent pas remaniés, mais il faut parfois les considérer avec prudence. Quant aux Orbitolines provenant des microconglomérats, elles sont toujours remaniées : dans bien des cas, il est vrai, ce remaniement a pu s'effectuer dès la mort de l'animal.

En résumé, le Flysch qui frange au S le massif ancien de Petite Kabylie représente un faciès compréhensif, allant de l'extrême sommet du Jurassique (complexe de Guerrouch) jusqu'au Sénonien basal. Les étages intermédiaires y sont plus ou moins bien datés, mais jamais sur une même coupe. On ne possède donc pas de preuves que la série soit jamais complète. Au surplus, selon les transversales, la transgression du Flysch peut avoir débuté à différentes époques. La réduction d'épaisseur constatée au N du Kef Dardja pourrait trouver là son explication.

DANS LES ÉCAILLES DU MOUL-ED-DEMAMENE, c'est-à-dire (primitivement) au S de la bande de Texenna à Fedj-el-Mekta que nous venons d'examiner, le Flysch ne possède pas tout à fait le même âge.

Tant dans l'écaille de Tissimiran que dans celle des Kefs, il surmonte en continuité les marnes barrémiennes, avec quelques dizaines de mètres de couches de passage. Le Flysch ne peut ainsi être plus ancien que du Barrémien déjà élevé.

D'autre part ce Flysch comporte, près de sa base, des couches à Rosalines (*Globotruncana* sp.) mal déterminables mais qui indiquent au moins le Cénomanien ou le Turonien. Le Sénonien franc, pour sa part, est représenté dans la même unité, sous un faciès identique (p. 293).

On peut s'étonner de l'apparente réduction, fort considérable, des termes du Crétacé moyen, particulièrement de l'Albo-Aptien. Un problème important reste posé.

4. — CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Un changement brutal de la sédimentation, annoncé localement au Tithonique, se produit à l'aurore du Crétacé. On peut, dès ce moment, distinguer des zones paléogéographiques allongées de l'W à l'E, se différenciant rapidement du N au S. Ce fait, déjà connu dans la province d'Alger grâce aux remarquables travaux de L. Glangeaud (1932), n'avait guère été mis en lumière dans l'Est-Algérien.

Mais le dessin de ces zones paléogéographiques n'est pas le même à l'W de Constantine et à l'E du méridien de cette ville (fig. 51).

A l'W, c'est-à-dire dans la région de nos études détaillées, on doit séparer deux zones.

Dans la plus septentrionale, à l'actuelle bordure du massif ancien, on trouve un Flysch schisto-gréseux englobant l'ensemble des étages entre le Berriasien et le Turonien. Toutefois, un peu plus au S (écailles du Moul-ed-Demamene), ce faciès n'existe qu'à partir du sommet du Barrémien.

Dans les régions méridionales, de part et d'autre de l'axe actuel de la chaîne numidique, le Crétacé inférieur, marneux ou marno-calcaire (« faciès tellien »), repose en discordance, partout où l'observation est possible, sur divers termes du Trias ou du Jurassique.

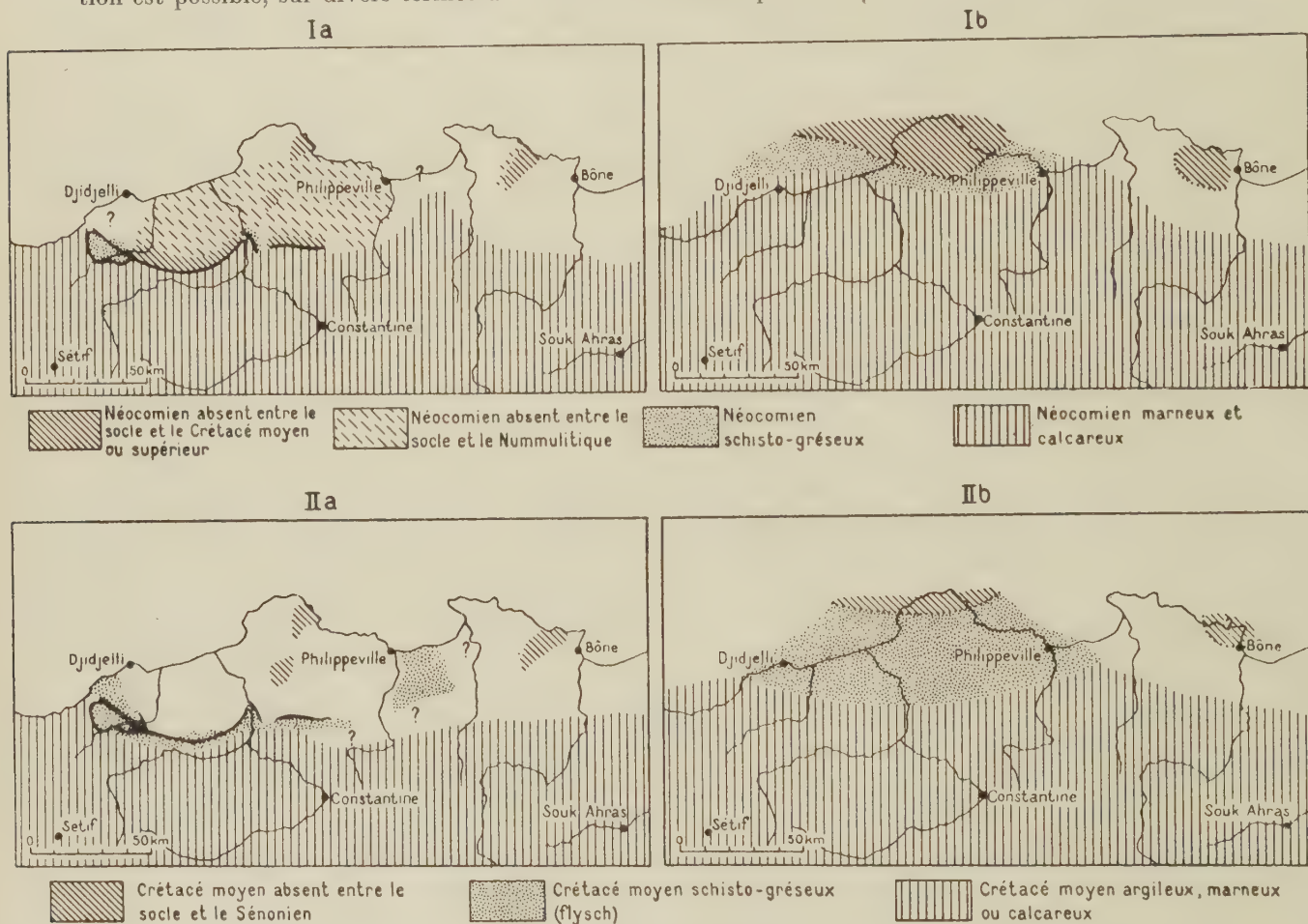


FIG. 51. — Répartition des zones de sédimentation du Crétacé inférieur et moyen (en grande partie théorique).

I, Crétacé inf. (Neocomien s.l.); II, Crétacé moyen s.l. a, état actuel des affleurements; b, état avant charriages.

Le trait fort (Ia, IIa) indique le front kabyle; le ponctué fort (Ib, IIb) marque la limite des dépôts (rivages?).

A l'E du méridien de Constantine, plus particulièrement lorsqu'on se dirige, à partir du Sidi-Driss, vers l'E de la chaîne numidique, le schéma que nous venons de brosser ne semble plus convenir.

On trouve un Flysch crétacé de part et d'autre de l'axe du chaînon Toumiets-Rhedir, et localement aux approches du massif paléozoïque de l'Edough, en particulier autour du Dj. Safia,

Sur la branche nord de la chaîne elle-même (chaînon des Zerdeza), on ne trouve, en fait de Crétacé inférieur, qu'un Néocomien réduit à quelques mètres de calcaire à grain fin, évoquant plutôt une zone battue par les flots que l'approche d'un rivage. Il est vraisemblable en outre que l'ensellement entre Petite Kabylie et Edough était submergé : les dépôts du Dj. Safia en témoignent vers l'E.

Un élément paléogéographique important, inattendu, apparaît plus au S. C'est la ligne de hauts-fonds Hahouner-Debar, orientée E-W, que les travaux de Blayac (1912) et de P. Deleau (1938 c) ont bien définie : sur cet axe, depuis le Néocomien jusqu'au Sénonien, se seraient déposés des calcaires à faciès plus ou moins « récifal ».

Ce que l'on nomme « sillon tellien » passe plus au S : le Crétacé inférieur marneux y est bien connu, depuis le Dj. Ouach jusqu'au delà de Duvivier, par Bordj-Sabath. Il existe aussi au revers nord de la ligne Hahouner-Debar, il est vrai.

Cette orientation privilégiée des axes paléogéographiques, qui ressort tant des travaux de P. Deleau (1938 c) dans l'E que des nôtres dans l'W, s'oppose à la conception récemment proposée (BLANT et REYRE, 1952) d'un « axe Edough-Bellezma », ligne de hauts-fonds orientée SW-NE, qui serait marquée du Barrémien au Sénonien inférieur par des faciès calcaires néritiques ou même par des zones émergées.

La reconstitution de J. Blant et D. Reyre ne tient pas compte de l'influence manifeste qu'a eue, au Crétacé, le massif ancien de Petite Kabylie, dans la répartition tant des faciès que des valeurs de subsidence. L'« axe Edough-Bellezma » arrive en pleine oblique contre le bord grossièrement E-W du massif paléozoïque. C'est une première invraisemblance.

D'autre part, les calcaires néritiques du chaînon Hahouner-Debar et ceux de la région de Constantine sont séparés par un « sillon », où le Crétacé revêt un faciès marneux et qui semble bien être la trace dans le Constantinois du grand « sillon » préifain-tellien-tunisien qui se suit tout au long de la Berbérie.

Dans l'exposé qui va suivre, nous envisagerons successivement le problème de la sédimentation du Flysch, celui du dépôt des marnes à Céphalopodes, et enfin nous esquisserons pour chaque étage la répartition des faunes et des faciès, en soulignant les analogies avec le Crétacé inférieur du reste du bassin méditerranéen.

A. — LA SÉDIMENTATION DU FLYSCH

1. *Le substratum* du Flysch a dû être en général le Paléozoïque. On constate ce fait à Texenna et au N du Dardja. L'observation de ces deux zones nous convainc de l'absence originelle de dépôts mésozoïques plus anciens.

Au NE de Texenna, en effet, le Flysch repose sur des gneiss profondément altérés par des actions météoriques antérieures, traduisant une longue période d'émersion. A ce sujet, signalons que ce secteur est l'un des rares points de Petite Kabylie où les feldspaths des amandes granitoïdes incluses dans les gneiss ont été fortement kaolinisés. Cette transformation a pu ici se produire avant le dépôt du Flysch.

Au N du Kef Dardja, le Flysch repose en transgression sur des micaschistes. Une brèche de base, constituée de débris schisteux dans un ciment rubéfié, indique sans nul doute une évolution pédologique antérieure à la transgression crétacée.

2. *Les constituants pétrographiques* du Flysch ont été décrits plus haut. Leur presque totalité (essentiellement quartz et micas) provient de régions cristallines ou cristallophylliennes soumises à une érosion subaérienne. On doit chercher ces régions au N, étant donné la localisation géographique actuelle du Flysch.

Jusqu'où ce dernier s'est-il étendu vers le N ? Les deux indices de Texenna et du Dardja prouvent une transgression sur la marge externe actuelle du massif cristallophyllien. Aucun témoin n'est visible

plus au N, au cœur du massif kabyle : le Nummulitique y repose partout sur le Paléozoïque, du moins en l'état actuel des connaissances.

D'autre part, vers Collo et dans l'Edough, J. Hilly (*in* BOLFA, ..., 1952) a découvert du Sénonien, en certains points directement sur le Paléozoïque, sans que nul Flysch crétacé plus ancien s'intercale entre eux ou se trouve à leur voisinage (mis à part l'ensellement entre Edough et Petite Kabylie). Il en est de même près d'Aïn-Kechera, au centre du massif ancien.

On peut ainsi penser que le rivage de la mer du Flysch était à une petite distance au N de la ligne Texenna à Fedj-el-Mekta : il faut le reporter par la pensée à quelques dizaines de km plus au N, sur le parallèle de Collo, par exemple.

Ceci admis, il reste en Petite Kabylie une surface visible assez considérable de Cristallophyllien pour expliquer l'alimentation en matériel détritique du Flysch méridional. En était-il de même en Grande Kabylie, où le Flysch crétacé ceinture au S et au N un massif métamorphique d'étendue moindre ? La chose n'est pas impossible.

3. *La bathymétrie* du Flysch est difficile à préciser. Rappelons que les uns en font un dépôt de mer profonde (jusqu'à 1.800 m), d'autres un sédiment littoral, voire subaérien (GOMEZ de LLARENA, 1954). Que permet de dire notre région ?

On peut tout au plus assurer que, débutant par ses faciès typiques, sur un socle jusqu'alors émergé, le Flysch a dû être localement un dépôt littoral. Plus au S, on ne sait.

Il n'y a pas d'arguments sérieux permettant d'y voir un dépôt très peu profond : on ne rencontre ni stratifications entrecroisées, ni conglomérats à gros éléments¹ (ce qui semble en tout cas exclure l'hypothèse d'une côte élevée, *a fortiori* de cordillères marines en voie de surélévation), ni faunes de faible profondeur (Algues, Bryozoaires,...).

Il n'y a pas non plus d'arguments prouvant qu'il s'agit de dépôts de mer vraiment profonde. On ne peut tenir compte des niveaux à microfaune pélagique, car ces organismes (Calpionelles, *Nannoconus*, Fissurines, Radiolaires...) ont pu vivre près ou loin des rivages. Leur existence n'est d'ailleurs qu'épisodique.

Les corrélations que l'on peut effectuer avec les régions plus méridionales permettent d'imaginer que la mer du Flysch a pu parfois avoir des profondeurs assez notables, nécessaires pour expliquer les séries étonnamment régulières des dépôts, qui se répartiraient, en dépliant les unités tectoniques, sur une profondeur de l'ordre d'une trentaine de km du N au S. On peut donc sans crainte évoquer localement des fonds de 500 à 1.000 m (voir TERCIER, 1947).

N'oublions pas, toutefois, la présence de lits de microconglomérats dont les galets, empruntés essentiellement au Jurassique, témoignent de l'existence de reliefs en proie à l'érosion. Ce fait introduit un correctif dans l'évaluation de la profondeur de la mer du Flysch, située juste au N de là.

4. *La notion de « fosse » du Flysch* : dans les régions algéroises, le Flysch, réduit à quelques dizaines de mètres quand on le trouve sur le socle, atteint plus au S de fortes épaisseurs : 400-500 m d'après L. Glangeaud (1932), 500 à 1.000 m selon J. Flandrin (1952, p. 19-20). Nous trouverions dans le Constantinois des chiffres analogues.

On est donc obligé d'invoquer une forte subsidence, mais celle-ci n'est pas limitée à la zone du Flysch. Sous son faciès tellien, plus au S, le Crétacé inférieur atteint, s'il ne la dépasse pas, une épaisseur de 500 à 1.000 m.

1. Ce fait a été justement souligné pour le Flysch de la province d'Alger (GLANGEAUD, 1932, p. 187). Il est vrai que le matériel micaschisteux ne se prête guère à la formation de galets.

L'uniformité des faciès du Flysch à travers la série stratigraphique laisse croire à une subsidence assez constante des zones méridionales. Corrélativement devait se faire l'émersion de la masse kabyle, dont l'érosion alimentait le Flysch. Il ne semble pas nécessaire, par contre (GLANGEAUD, 1932, p. 212), d'imaginer, au S de la zone du Flysch, un amincissement local des épaisseurs de la série crétacée.

Le fait que le Flysch ne dépasse pas au S une certaine latitude peut signifier simplement que le matériel détritique s'était, pour sa presque totalité, déposé en deçà de cette ligne, qui était, répétons-le, à plusieurs dizaines de kilomètres de l'emplacement présumé des côtes.

5. *Les facteurs du dépôt cyclique du Flysch* : la finesse de grain des éléments constituant les alternances schisteuses et gréseuses du Flysch (à l'exclusion des lentilles de quartzites) est toujours considérable : moins de 1/10 mm. Elle s'explique aisément par la petite taille de ces minéraux dans la plupart des roches nourricières du Flysch (micaschistes, éventuellement gneiss). De plus, ce matériel pouvait être déjà façonné par la désagregation et le transport à l'air libre.

L'alimentation en produits détritiques des régions méridionales devait être favorisée par un climat approprié et surtout par une surélévation, lente mais ininterrompue, du massif cristallophyllien, lentement nivelé au cours de son ascension. La mise en mouvement de ce pli de fond, au Tithonique ou à l'aurore du Crétacé, explique l'opposition foncière que l'on constate dans la sédimentation de bordure des massifs anciens, par rapport à l'époque jurassique (Tithonique exclu).

On a souvent insisté sur la stratification étonnamment régulière du Flysch (TERCIER, 1947). Dans le cas qui nous occupe, ce fait ne doit cependant pas faire oublier des variations locales souvent importantes, en particulier l'existence de grosses lentilles de grain plus grossier.

L'uniformité d'aspect du Flysch, tout le long du massif ancien, doit tenir, d'une part à la monotonie de faciès des régions nourricières, de l'autre à l'action de courants littoraux, le long d'une zone constamment soulevée.

Quant aux alternances elles-mêmes, la cause en est encore mystérieuse. Sans exclure l'influence possible de variations climatiques ou de saccades tectoniques, il paraît cependant plus logique d'invoquer des facteurs tenant au milieu marin lui-même, en l'espèce une séparation des matériaux détritiques par différence de densité. Amassés dans la région côtière, ces apports auraient subi deux sorts. Les uns, très légers (micas et particules n'ayant que quelques μ) pouvaient flotter et composer l'élément constant de la sédimentation. Les éléments plus grossiers (grains de quartz, etc.) pouvaient gagner les zones profondes de la mer du Flysch à la faveur de courants de turbidité.

6. *La faune du Flysch* est extrêmement réduite. Il s'agit surtout, nous l'avons vu, de fragments roulés associés à de petits galets au sein de microconglomérats, c'est-à-dire de faunes liées à des conditions biologiques que ne possédait pas la mer du Flysch et provenant donc de secteurs plus ou moins éloignés.

Par contre, certaines intercalations de calcaires à grain fin, de phanites à Radiolaires, voire certaines lentilles de marnes, révèlent des biofaciès autochtones. La vie en surface semble donc avoir été parfois notable : en certains cas il en résulte d'importantes accumulations de calcite ou de silice directement ou indirectement organiques.

En dehors de ce plancton épisodique, la faune du Flysch était pratiquement nulle, alors que, dans les faciès marneux plus méridionaux, on a le témoignage d'une vie prospère. Les seules explications possibles consistent à invoquer la pauvreté des eaux en carbonates détritiques et leur richesse en fines suspensions siliceuses ou silicatées, origine d'un trouble permanent.

B. — LA SÉDIMENTATION DES MARNES A AMMONITES

1. *Le substratum* normal du Crétacé inférieur à « faciès tellien » est constitué, dans les rares zones où il est visible, par des couches triasiques ou jurassiques plus ou moins plissées. L'érosion qui a accompagné la phase « cimmérienne » a dû être subaérienne, étant donné le très fort cubage de matériaux enlevés.

La transgression s'est ainsi effectuée, par définition, sous une très faible tranche d'eau. On trouve effectivement à ce niveau des Bryozoaires et des Bélemnites (écaille des Kefs), des Pharétronnes, des Cidaridés et des Bélemnites (W de Sidi-Merouane), tous fossiles impliquant plus ou moins des conditions littorales. Il est plus difficile de préciser quelle a été la profondeur marine plus tard.

2. *La constitution pétrographique* de la série marneuse fait ressortir une proportion notable de produits elastiques. Les niveaux calcaires interstratifiés eux-mêmes contiennent constamment de petits granules de quartz et de fines paillettes de micas.

Il ne fait pas de doute que ce sont les dernières traces vers le S de la sédimentation détritique de la mer du Flysch. Mais cela ne nous fixe aucunement sur la profondeur du dépôt.

3. *La faune des marnes du Crétacé inférieur* comporte essentiellement de petites Ammonites pyriteuses et des *Aptychus*. C'est le faciès classiquement qualifié de « bathyal », qui serait propre aux « géosynclinaux » et à leur bordure. Mais déjà des observations judicieuses ont été faites sur la valeur à accorder à cette conception (DELEAU, 1938 c; BLANT et REYRE, 1952). Il est inutile de revenir sur le fait évident que des marnes ont pu se former à des profondeurs très variables, parfois très faibles.

Dans le cas présent, il est remarquable de constater que les calcaires marneux se localisent à la base de la série crétacée; ils reposent essentiellement sur les calcaires jurassiques, dont peut provenir leur carbonate. Il n'est d'ailleurs pas exclu que les faciès franchement calcareux soient localisés autour des cordillères, comme ce serait le cas dans l'E des Babors (comm. orale de A. Lambert).

Pour ce qui est des faunes, on a depuis longtemps remarqué que les Ammonites pyriteuses étaient fréquemment de très petite taille. Ce caractère se retrouve, dans un gisement déterminé, pour les représentants de toutes les familles d'Ammonites, et même pour ceux des autres groupes (Gastéropodes, Lamellibranches). On peut alors penser qu'il s'agit de formes jeunes ou de formes naines, et il est vraisemblable que la même solution s'applique à toutes les formes d'un même gisement.

C. — ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU NORD-CONSTANTINOIS

Nous essayerons de préciser la paléogéographie du Nord-Constantinois par la considération des lithofaciès, des associations fauniques et microfauniques, en l'intégrant dans le cadre de la Méditerranée occidentale.

1. — Le Néocomien

Il présente, comme les dépôts des étages ultérieurs, trois faciès principaux : calcaires à grain fin riches en microfaune pélagique, Flysch gréso-schisteux, marnes et marno-calcaires à Céphalopodes.

LE FACIÈS DE CALCAIRES A GRAIN FIN est typiquement méditerranéen. Mais, alors qu'au N du « sillon » portant ce nom (zone subbétique de Cadix à Majorque, Apennins), ces faciès s'étendent sans interruption du Jurassique supérieur jusqu'à l'Aptien, en Afrique du Nord ils se montrent étroitement

localisés dans l'espace et dans le temps. Ces niveaux présentent la microfaune très caractéristique du Néocomien méditerranéen.

Ce sont d'abord des associations de Calpionelles, comme au Tithonique. Jusqu'à présent, en Berbérie, ces microfaunes ne paraissent largement répandues qu'au Berriasien et au Valanginien, en particulier dans le Tell oranais (Oued Fodda, Ouarsenis), les monts du Hodna et l'Aurès, la Tunisie septentrionale. En Afrique du Nord, jusqu'à maintenant, les faciès à Calpionelles ne semblent en tout cas nulle part dépasser le Valanginien franc.

Pour ce qui est des *Nannoconus*, associés aux Calpionelles dans le Berriasien du « complexe de Guerrouch », dans le Néocomien plus élevé (?) de l'E de la chaîne numidique, et qu'on vient de retrouver dans le Berriasien de Tunisie, rappelons leur extraordinaire abondance au Néocomien dans le SE de l'Espagne, dans l'Apennin central, dans les Alpes suisses, les Carpathes roumaines...

Les calcaires à Calpionelles, Radiolaires et *Nannoconus* présentent en général un grain fin et homogène, « sublithographique » : ils sont vraisemblablement formés par accumulation de microorganismes, peut-être remaniés chimiquement, pour une part. Parfois, on y trouve des nodules siliceux.

Ce faciès n'a encore été repéré qu'en un point de la chaîne numidique, dans le Berriasien-Valanginien (?) du Kef Sebargoud. On a signalé des nodules analogues dans le Valanginien du Djurdjura (FLANDRIN, 1952; FLANDRIN, ..., 1954). Ils sont banaux dans le *Biancone* des Alpes vénitiennes et ses équivalents de l'Apennin ou même de Sicile orientale.

La silice doit provenir, dans la presque totalité des cas, des tests de Radiolaires constamment présents dans ces faciès. Il est ainsi très remarquable que, dans la coupe du Monte Nerone (Apennin central), les niveaux de calcaire à silex présentent tous d'abondants Radiolaires (COLOM, 1950). Dans le cas du Kef Sebargoud, on trouve aussi des spicules de Spongiaires, outre les Radiolaires.

La présence de Calpionelles, de Radiolaires et surtout de *Nannoconus* a longtemps fait attribuer à ces assises un caractère bathyal. Cette notion ne peut subsister, car il s'agit d'êtres pélagiques, indépendants des fonds marins. Une preuve manifeste en est fournie dans le Nord-Constantinois. On trouve en effet ces calcaires, d'une part au sein même du Flysch schisto-gréseux, d'autre part dans les couches transgressives sur des reliefs précédemment émergés, au voisinage de poudingues de base (écaïlle des Kefs) ou de couches noduleuses (N de l'écaïlle de Tissimiran). Sur l'axe de la chaîne numidique orientale, qui a dû, au Néocomien, être balayé de courants de surface, c'est précisément ces faciès à microfaune pélagique qui sont seuls représentés.

LE FACIÈS DE FLYSCH SCHISTO-GRÉSEUX ne paraît comprendre de termes néocomiens que dans les régions strictement bordières du massif ancien. Les repères, rares mais certains, que nous possédons au SW de la Petite Kabylie (« complexe de Guerrouch »), trouvent des homologues à la bordure des massifs paléozoïques plus occidentaux.

Au NE de la Grande Kabylie, l'existence d'une puissante série schisto-gréseuse néocomienne, antérieurement rattachée au « Numidien » et de faciès voisin du « complexe de Guerrouch », vient d'être prouvée par la découverte, dans des lentilles de calcaires à grain fin, d'associations de Calpionelles post-berriasienne, à l'O. Sakket. Plus à l'W, sur la route du cap Sigli à Bougie, cette série très détritique se charge de lentilles de calcaires à Radiolaires (DURAND DELGA et LAMBERT, 1955) et à rares Calpionelles.

Au S de la Grande Kabylie, A. Lambert a découvert, dans le Flysch schisto-gréseux, un grand *Aptychus* non remanié (LAMBERT et TERMIER, 1951) : en Algérie les *Aptychus* ne dépassent pas le Barrémien, leur plus grande abondance étant au Néocomien. Il est donc possible que ce dernier revête, au S du Djurdjura, le faciès flysch. La présence de Calpionelles dans des niveaux voisins (DURAND DELGA et LAMBERT, 1955) milite dans le même sens.

Il faut aller beaucoup plus à l'W pour retrouver le Néocomien dans l'Atlas de Blida et le Dj. bou-Maad (SW de Cherchel) : il montre (GLANGEAUD, 1932) de puissants schistes siliceux, avec des bancs calcaires ou

gréseux. Le matériel clastique, important dans ces couches, peut provenir des massifs paléozoïques, situés actuellement entre 15 et 30 km plus au N.

Autour d'Oran, le faciès du Néocomien (?) schisto-quartziteux, encore plus détritique, fait songer à la proximité, au N, du « vieux massif méditerranéen » (DALLONI, 1952).

Au S du massif ancien du Rif (FALLOT, 1937, p. 384-393), on voit, à la marge externe de la Dorsale calcaire, des calcaires à *Lamellaptychus* néocomiens passer vers le S à un Flysch montrant des alternances de grès et de marnes. Plus au S, la série schisto-gréseuse du Dj. Tisighen est très probablement néocomienne à sa base, où elle a livré des *Lamellaptychus*.

LE FACIÈS MARNEUX OU MARNO-CALCAIRE est le plus répandu au Crétacé inférieur, dans le Nord-Constantinois. Si la macrofaune (*Ammonites*, *Aptychus*) y est relativement abondante, la microfaune est pratiquement inexistante. Le fait est d'ailleurs habituel dans ce faciès (SIGAL, 1952).

Ces dépôts caractérisent une zone assez étroite, discontinue, frangeant au S, à une certaine distance, le bourrelet paléozoïque kabylo-rifain.

A l'W, ils sont signalés dans le SW de la zone rifaine et dans la zone pré-rifaine. On les retrouve (DALLONI, 1952), après une interruption, dans le N de l'Oranie (Seba-Chioukh, Tessala, Beni-Chougrane, monts de la Mina, SE de Relizane), les derniers jalons ne dépassant guère vers l'E le méridien de l'Ouarsenis.

Il faut arriver dans le Constantinois pour voir réapparaître des dépôts comparables. Encore doit-on distinguer une région méridionale, où seul le Valanginien revêt le faciès de marnes à Céphalopodes, l'Hauterivien montrant des faciès néritiques à Ostracés traduisant l'approche du bâti continental africain (monts du Hodna, Atlas saharien...). La sédimentation n'est restée constamment marneuse que plus au N, le long de l'axe Babors-chaîne numidique.

Cette bande se prolonge dans la région de Guelma. On retrouve enfin le Néocomien marneux largement étalé dans le N du Royaume de Tunis.

La faune néocomienne du Nord-Constantinois comporte essentiellement, outre des *Aptychus*, des Phyllocératidés, des Olcostéphaninés et des Néocomitininés, toutes formes banales dans le bassin méditerranéen.

Nous avons déjà signalé l'intérêt de la présence d'Oostérellidés (BASSE et DURAND DELGA, 1953) dans le Néocomien de l'O. Itéra. Les espèces voisines de nos échantillons (*Oosterella garciae*, *gaudryi*, *stevenini*) définies dans la province d'Alicante n'ont en effet été signalées avec certitude que dans le SE de la France et en quelques points d'Oranie (DALLONI, 1954).

C'est aussi le lieu d'insister sur la présence de *Paquiericeras*. On ne connaît dans le monde entier (SE de la France et Colombie?) que quelques échantillons de l'espèce unique *P. paradoxum* de ce curieux genre.

2. — Le Barrémien

LE FACIÈS DE CALCAIRES A GRAIN FIN semble inconnu à cette époque dans le Nord-Constantinois. Tout au plus les *Nannoconus* des horizons calcaires intercalés dans le Flysch de Texenna et dans le « complexe de Guerrouch », s'ils ne sont pas néocomiens, peuvent appartenir au Barrémien.

LE FACIÈS DE FLYSCH GRÉSO-SCHISTEUX doit, au moins localement, englober le Barrémien, bien que les indices paléontologiques que l'on possède soient encore insuffisants pour l'affirmer, dans le Nord-Constantinois comme à la bordure méridionale des massifs paléozoïques plus occidentaux.

LE FACIÈS DE MARNES A CÉPHALOPODES a une très large répartition au Barrémien. Il semble plus détritique au N (écailles du Moul-ed-Demamene), plus calcaireux au S (axe de la chaîne numidique). Les faunes pyriteuses, pauvres au N, d'une exceptionnelle richesse sur l'axe de la chaîne, paraissent absentes (Sidi-Merouane) ou très réduites (Dj. Akhal) plus au S.

Le Barrémien marneux perpétue, au S du Rif et dans le N de l'Oranie, le régime inauguré au Néocomien. Il est encore mal connu dans les Babors, où il existe sans nul doute. Par contre, il est admirablement développé au NE, à l'E et au SE de la chaîne numidique (Dj. Safia, Dj. Ouach, région de Guelma et de Duvivier, N de la Tunisie).

UN FACIÈS DE CALCAIRES ZOOGÈNES existerait au Barrémien (DELEAU, 1938 c) dans le chaînon Hahouner-Debar; il passerait au N comme au S au faciès marneux habituel¹. Une telle variation de faciès a été décrite depuis longtemps par Blayac (1912, p. 186) au Dj. Djaffa, plus au S.

Nous n'avons rien observé de semblable dans les régions plus occidentales que nous avons étudiées : rappelons toutefois l'*Orbitolinopsis* (?) remanié dans les microconglomérats sénoniens de Fédoulès, qui pourrait témoigner de conditions localement « récifales » au Barrémien, analogues à celles qui régnaient au SW de Constantine.

Les analogies fauniques, au Barrémien, entre le Nord-Constantinois et d'autres régions classiques périméditerranéennes sont bien connues (N de l'Oranie, S du Rif, province d'Alicante, Majorque, SE de la France, Tunisie...) : extraordinaire richesse en Phyllocératidés, surtout en *Phyllopachyceras*, abondance des Desmocératidés (*Barremites*, *Uhligella*, *Silesites*), des Pulchellidés, etc...

Nous nous bornerons à rappeler la présence, dans le gisement barrémien des Mouïa, d'Ammonites droites, *Kabylites superstes* (PERV.), attribuées jusqu'alors par erreur au Maestrichtien (voir DURAND DELGA, 1954 a). Il n'est pas exclu que les « *Bochianites* » (gr. *neocomiensis*...) décrits un peu partout dans le Barrémien (S du Rif, chaîne numidique, Dj. Ouach, Safia, région de Guelma) appartiennent à ce genre, dont la répartition géographique serait très remarquable².

3. — L'Aptien-Albien

LE FACIÈS DE CALCAIRES A GRAIN FIN a disparu dans le domaine de la Méditerranée occidentale. Un important changement de régime sédimentaire a en effet eu lieu un peu partout, même à Majorque (COLOM, 1947, p. 88-91) où des sédiments argilo-marneux succèdent aux calcaires à *Nannoconus* et dans l'Apennin central, où ces derniers sont surmontés par des marnes « albo-aptiennes » (COLOM, 1950).

LE FACIÈS DE FLYSCH SCHISTO-GRÉSEUX prend, à la lisière sud des massifs primaires kabyles et rifain une importance non encore atteinte. Ainsi, dans le Nord-Constantinois, il règne tout au long du socle paléozoïque, envahissant même les zones jusqu'alors épargnées : écaillés du Moul-ed-Demamene et partie nord de l'autochtone plus méridional, région de Gastu...

Vers l'W, dans les Babors, plus loin du massif kabylo, une formation de schistes siliceux noirs représente vraisemblablement l'Albo-Aptien (EHRMANN, 1924). Nous devons à l'obligeance de M. Lambert d'avoir pu examiner ces faciès au NE du Dj. Babor et constater leur pauvreté en lits gréseux, pourtant si répandus dans le Flysch contemporain de Texenna, actuellement distant d'à peine 15 km.

Dans le N de l'Algérois (GLANGEAUD, 1932, p. 166), le Flysch débiterait parfois au-dessus du Paléozoïque par l'Aptien supérieur à Orbitolines.

Dans le Rif, le seul point certain (FALLOT, 1937, p. 386-393) est l'existence, dans une partie de la zone marno-schisteuse (massif du Dj. Tisighen et peut-être région de la Haute Crête) d'alternances de grès et de marnes schisteuses. Elles n'ont pas été encore datées. Mais, comme elles sont en continuité au-dessus du Néocomien à *Lamellaptychus*, on peut penser que le Barrémien et le Crétacé moyen y sont représentés.

1. En fait, au N du Kef Hahouner, les marnes à pyriteux du Crétacé inférieur appartiennent à une unité de recouvrement, sans rapport avec l'autochtone néritique plus méridional.

2. Nous avons pu vérifier l'exactitude de cette hypothèse dans la région de Guelma (récoltes de J. Blayac).

LE FACIÈS MARNEUX A CÉPHALOPODES existe sans aucun doute à l'Albo-Aptien, au S de la zone du Flysch qui borde la Petite Kabylie. Il n'a encore été reconnu avec certitude qu'à l'W de Sidi-Merouane et au Dj. Akhal (JOLEAUD, 1912). Mais il est très vraisemblable que les reliefs situés entre Fedj-M'Zala et Rouached, au SW de notre zone d'études (et qui n'ont jamais été décrits), sont constitués, pour l'essentiel, d'assises comprises entre l'Aptien et le Turonien : au N de Rouached, en effet, nous avons rencontré des marnes à bancs calcaires, dont le faciès rappelle beaucoup celui de l'Aptien de Sidi-Merouane.

Ces marnes à Céphalopodes sont analogues à celles de la « fosse » de l'O. Cherf (BLAYAC, 1912) et du « sillon » tunisien.

LE FACIÈS DE CALCAIRES ZOOGÈNES n'est pas représenté dans l'Albo-Aptien au SW de la Petite Kabylie¹, alors qu'il est très fréquent dans l'Aptien de l'Est-Constantinois où ces formations marquent autant de zones récifales dans la mer du Crétacé moyen, qui déposait tout autour des sédiments essentiellement marneux.

De telles conditions « subrécifales » ont cependant dû exister, à l'Aptien du moins, au S de la chaîne numidique occidentale. Nous en voyons la preuve dans les Orbitolines que nous avons citées, tant dans le Flysch crétacé que reprises dans des microconglomérats du Sénonien ou de l'Oligocène.

Même dans le Flysch, ces Orbitolines doivent être remaniées. Ces Foraminifères constitueraient, au cas contraire, la seule faune benthonique de la mer du Flysch. Les petits galets, essentiellement de calcaires jurassiques, auxquels se mêlent constamment les Orbitolines, résultent sans nul doute de l'érosion de régions où le Jurassique était émergé. Nous estimons que les Orbitolines proviennent de tel flots plus méridionaux, au pourtour desquels pouvaient pulluler ces organismes. L'absence d'Orbitolines dans les couches schisteuses et gréseuses du Flysch milite dans le même sens.

Rappelons que les calcaires à Orbitolines aptiens sont bien connus au S de Sétif (SAVORNIN, 1920, p. 183-190). Ils ont été mis récemment en évidence dans les monts à l'W de Constantine (*in* DELEAU, 1952 a, p. 29), c'est-à-dire à 30-40 km à peine au S de la chaîne numidique.

On rencontre des couches à Orbitolines en d'autres points de l'Algérie littorale.

Dans les Babors, aucune précision n'a encore été donnée sur leur présence, tant au cœur du massif que près de Sidi-Aïch (GLANGEAUD, 1932, p. 181), au S de la Soummam.

Dans le département d'Alger, le Flysch schisto-gréseux montre fréquemment des Orbitolines, mais toujours dans des bancs microconglomératiques, comme l'ont souligné divers observateurs (GLANGEAUD, 1932, p. 165; FLANDRIN et DUPLAN, 1951). Là encore, on peut envisager que ces Foraminifères ont été arrachés à des calcaires à Orbitolines, en train de se sédimenter plus au S (où on les connaît bien).

Dans le Constantinois, au Crétacé moyen, le matériel détritique qui a constitué le Flysch provient du N, du socle métamorphique. La zone tellienne montre, elle, des faciès calcareux, passant progressivement, dans les Hautes Plaines ou plus au S, à de nouveaux faciès détritiques. Mais ces apports clastiques viennent ici du S, du socle africain, comme on l'a récemment souligné (BLANT et REYRE, 1952).

Il est vraisemblable que cette dualité d'origine du matériel schisto-gréseux se retrouve dans l'Algérois : la zone proprement « tellienne » à faciès marneux y étant mal caractérisée, les apports détritiques kabyle et saharien se mêlent plus ou moins, en particulier dans la zone de l'Ouarsenis, où règne une puissante série de marnes schisteuses à bancs gréseux, qualifiée un peu improprement de « Flysch albo-aptien ».

1. Mettons à part la zone de Fedj-M'Zala et de Rouached, où ces calcaires jouent vraisemblablement un rôle important.

4. — Le Vraconien-Cénomaniens-Turonien

En Afrique du Nord, aux faciès relativement détritiques de l'Aptien et de l'Albien, font suite à partir du Vraconien des faciès calcaires, indice le plus sérieux de la « transgression cénomaniens ».

LE FACIÈS DE CALCAIRES A GRAIN FIN apparaît sporadiquement vers le sommet du Flysch de Petite Kabylie. Parfois ces niveaux montrent des Fissurines, microorganismes de position systématique douteuse possédant une vaste répartition géographique, depuis la Méditerranée occidentale (Majorque...) jusqu'à l'Insulinde, par la Pologne et le Caucase. Ces Fissurines sont associées à de petites Globigérines (comme aux Baléares) et à de petites Gumbélines, parfois à des « Rosalines primitives » (*Thalmaninella*, *Ticinella*, *Rotalipora*).

LE FACIÈS DE FLYSCH SCHISTO-GRÉSEUX du Nord-Constantinois doit évidemment, du fait de l'intercalation des niveaux ci-dessus, englober le Cénomaniens-Turonien.

Au S des massifs primaires plus occidentaux, aucune preuve paléontologique n'a encore été apportée de l'existence de ces étages : on ne doit cependant pas l'exclure¹, puisque le Flysch sénonien poursuivrait en continuité le Flysch « albo-aptien », tant au S du Djurdjura (FLANDRIN et DUPLAN, 1951) qu'à l'W d'Alger (DUPLAN, 1953).

Au NE de la Grande Kabylie, en tout cas, on retrouve (DURAND DELGA, LAMBERT et MAGNÉ, 1955) au milieu du Flysch dit « albo-aptien », le niveau-repère de marnes à bancs calcaires (et barre de phtanites au voisinage), à Bélemnites et microfaune vraconienne, voire du Cénomaniens inférieur : *Rotalipora apenninica*, *Anomalina bentonensis*, *Ticinella roberti*, *Thalmaninella ticinensis*,... Au-dessus, une forte épaisseur de Flysch doit représenter tout le Cénomaniens, éventuellement aussi le Turonien, sous le Flysch sénonien dont un second banc-repère de phtanites pourrait former la base.

L'existence d'Aptien-Albien à éléments détritiques dans la zone marno-schisteuse située au S de la Dorsale rifaine est rendue aussi probable que celle de Barrémien (voir plus haut).

LE FACIÈS MARNEUX a dû, dans la chaîne numidique, régner au S de la zone du Flysch. Les marno-calcaires jaunâtres du Dj. Sigmounane (SE de Texenna) rappellent en effet par leur faciès le « Vraconien » à *Neohibolites ultimus* bien connu dans les Babors (EHRMANN, 1924) et qui constitue un excellent repère dans toute la zone tellienne.

Le Cénomaniens à faciès marneux apparaît clairement dans l'E des Babors. Nous avons pu examiner la série du haut Djendjene, à quelque 20 km à l'W de Texenna. Il résulte des observations de A. Lambert (comm. orale), complétant celles de F. Ehrmann (1946), qu'on y trouve, de bas en haut :

1. schistes siliceux noirs (Albo-Aptien au moins *p. p.*),
2. marno-calcaires vraconiens, formant une puissante barre,
3. marnes avec bancs de calcaires marneux (quelques centaines de m) et rares intercalations de poudingues à galets calcaires²; vers le haut, lit de phtanites noirs à Radiolaires. Cet ensemble 3 est caractérisé sur presque toute son épaisseur par des microfaunes cénomaniens (dét. J. Sigal). Si le Turonien existe, il est très mince.
4. marnes en plaquettes et marno-calcaires datés vers leur base du Sénonien (probablement inférieur).

Il est vraisemblable qu'une série cénomaniens analogue s'est déposée plus à l'E, dans la chaîne numidique : l'érosion antésénonienne l'a totalement érodée. On en trouve des traces au Dj. Kheneg (DELEAU et THIÉRY, 1953, p. 35-36) et beaucoup plus à l'E, vers Hammam-Meskoutine (BLAYAC, 1912) ou en Tunisie.

1. Rappelons toutefois qu'aux yeux de L. Glangeaud (AYMÉ, GLANGEAUD et MAGNÉ, 1954), le Flysch schisto-gréseux du SW du Djurdjura ne comprend que l'Aptien et l'Albien inférieur. L'Albien supérieur, le Cénomaniens et le Turonien seraient absents de la « zone du Flysch ».

2. Cf. EHRMANN et SAVORNIN, 1921.

Le Turonien à faciès marneux, par contre, n'a jamais encore été bien individualisé dans le Nord-Constantinois, tandis qu'il est connu plus au S, à partir de l'Ouenza. En l'absence de macrofaunes suffisantes, l'étalement micropaléontologique actuel est encore aléatoire pour cet étage.

S'il est présent, le Turonien n'est en tout cas pas épais, que ce soit à l'W de notre région (Babors) ou à l'E (environs de Guelma). On peut admettre que la phase tectonique antésénonienne en est responsable, soit qu'il y ait eu, dès le Turonien, non-dépôt sur de grandes surfaces par suite de l'instabilité du fond marin, soit que, bien plutôt, les sédiments marneux turoniens, tendres, aient été érodés avant la transgression sénonienne.

UN FACIÈS DE CALCAIRES NÉRITIQUES a dû exister au Cénomano-Turonien, en certains points au S de notre zone d'études.

Dans l'E des Babors, en effet, A. Lambert a découvert (comm. orale) des organismes de faciès subrécifal (Rudistes, « Alectryonies »), englobés dans des galets calcaires quelquefois volumineux, éléments de poudingues interstratifiés dans le Cénomaniens. A. Lambert pense qu'il s'agit des restes de petits récifs cénomaniens, démantelés aussitôt que construits : par leur faune, ces formations rappellent en effet les calcaires massifs du même âge, connus à 50 km au SW (Dj. Guergour), et qui sont classiques en bien des endroits des Hautes Plaines (voir, par exemple, GLAÇON, 1952, p. 20-22).

La même explication peut être proposée pour certains des galets de calcaires à Ostracés (« Alectryonies », Exogyres), parfois aussi à Orbitolines, que nous avons trouvés dispersés dans les marnes du Sénonien de la chaîne numidique, et pour les Orbitolines cénomaniennes remaniées dans l'Oligocène d'El Milia.

Notons que, au Cénomaniens, on connaît des Orbitolines dans des calcaires subrécifaux de régions plus méridionales : Dj. Maadid, Bou-Taleb (SAVORNIN, 1920, p. 236-237; GLAÇON, 1952, p. 21), monts de Constantine (SIGAL, 1952, p. 30), etc

Les mêmes conditions néritiques existaient au Turonien dans les actuelles Hautes Plaines, en particulier dans le rocher de Constantine (DELEAU, 1952 a).

On doit cependant souligner qu'aucun galet indiscutable de Turonien subrécifal n'a encore été trouvé dans les formations de la chaîne numidique. C'est là un fait assez singulier.

5. — LISTES FAUNIQUES DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN

Seront seules mentionnées ici les formes que nous avons nous-même recueillies dans l'W de la chaîne numidique (à l'W du Dj. Sidi-Dris).

A. Crétacé inférieur à faciès marneux

1. NÉOCOMIEN INDÉTERMINÉ

	Moul-ed-Demamene zone sud	Moul-ed-Demamene zone est	E de Sidi-Meronane
<i>Peronidella</i> sp.			+
<i>Elasmostoma</i> sp.			+
<i>Rhabdocidaris</i> cf. <i>janitoris</i> GAUTHIER			+
<i>Mesohibolites</i> cf. <i>beskidensis</i> (UHL.)			+
<i>Phylloceras</i> gr. <i>diphyllum</i> (D'ORB.)		+	
<i>Lytoceras</i> sp. (gr. <i>juilleti</i> [D'ORB.]?)	+		

2. BERRIASIEN

	SE du Moul- ed- Demamene	S du Moul- ed- Demamene	Sidi-Marouf
<i>Calpionella alpina</i> LOR.	+	+	
<i>C. elliptica</i> CAD.	+	+	
<i>C. undelloides</i> COL.?		+	
<i>Calpionellites darderi</i> (COL.)		+	
<i>Calpionellopsis thalmanni</i> (COL.)	+		
<i>Stenosemellopsis hispanica</i> (COL.)	+	+	
<i>Tintinnopsella cadischiana</i> (COL.)		+	
<i>T. longa</i> (COL.)		+	
<i>Robulus</i> sp.		+	
<i>Globochaete alpina</i> LOMB.	+	+	
<i>Membranoporidae</i> ind.		+	
<i>Duvalia</i> sp. (gr. <i>dilatata</i> BLAINV.?)		+	
<i>Lamellaptychus angulocostatus</i> (PET.) typ.			
<i>L. beyrichi</i> (OPP.)		+	
<i>L. gr. mortilleti</i> (Pict. et LOR.)?			+
<i>L. gr. submortilleti</i> TRAUTH		+	
<i>L. theodosia</i> (DESH.)?		+	+
<i>L. sp.</i>		+	
<i>Olcostephanus</i> sp. (gr. <i>scissa</i> [BAUMB.]?)		+	

3. VALANGINIEN

	Moul-ed- Demamene zone nord	Anticl. de l'O. Itéra
<i>Calpionellites darderi</i> (COL.)?	+	
<i>Calpionellopsis thalmanni</i> (COL.)	+	
<i>Tintinnopsella</i> cf. <i>carpathica</i> (MURG. et FIL.)	+	
<i>T. longa</i> (COL.)	+	
<i>Favellodes</i> cf. <i>balearica</i> COL.	+	
<i>Globochaete alpina</i> LOMB.	+	
<i>Lamellaptychus angulocostatus</i> (PET.) var. nov. 2	+	
<i>L. aplanatus</i> (GILL.) var. (?)	+	
<i>L. didayi</i> (COQ.)	+	
<i>L. cf. excavatus</i> TRAUTH		+
<i>L. mortilleti</i> (Pict. et LOR.)	+	
<i>L. gr. mortilleti</i>	+	+
<i>L. sinucosta</i> TRAUTH	+	
<i>L. cf. subdidayi</i> TRAUTH	+	+
<i>L. gr. submortilleti</i> TRAUTH	+	
<i>L. sp.</i>	+	+
<i>Phylloceras</i> cf. <i>serum</i> (OPP.) var. <i>perlobata</i> SAYN	+	
<i>Ph. tethys</i> (D'ORB.)	+	
<i>Ph. (Calliphyloceras) semisulcatum</i> (D'ORB.)	+	
<i>Ph. (Call.) semisulcatum</i> var. <i>gevreyi</i> SAYN	+	
<i>Ph. (Call.) semisulcatum</i> sp. juv. (fide SAYN) ¹	+	
<i>Ph. sp.</i> (s.l.)	+	
<i>Lytoceras</i> cf. <i>juilleti</i> (D'ORB.)	+	
<i>Lyt. sp.</i> (<i>L. juilleti</i> [D'ORB.]?)	+	
<i>Neolissoceras grasianum</i> (D'ORB.)	+	
<i>Paquiericeras paradoxum</i> SAYN var.	+	+
<i>Oosterella</i> ? <i>gaudryi</i> NICKL.		+

1. Voir : SAYN, 1901, Amm. SE France, pl. II, fig. 5.

3. VALANGINIEN (suite)

	Moul-ed-Demamene zone nord	Anticl. de l'O. Itéra
<i>Olcostephanus (Rogersites) gr. atherstoni</i> (SHARPE)	+	
<i>Olc. (Rog.) sp. (gr. convolutus v. KOENEN?)</i>	+	
<i>Olc. (Rog.) cf. inordinatus</i> TSANKOV	+	
<i>Olc. (Rog.) gr. inordinatus</i>	+	
<i>Olc. cf. astierianus</i> (D'ORB.)		+
<i>Olc. gr. filiosus</i> (BAUMB.)	+	
<i>Olc. gr. guebhardi</i> KILIAN	+	
<i>Olc. sp.</i>	+	
<i>Valanginites cf. stephanophorus</i> (COQ. in HEINZ)	+	
<i>Neocomites neocomiensis</i> (D'ORB.) var. <i>subtenuis</i> SAYN	+	
<i>Neoc. gr. neocomiensis</i>	+	
<i>Neoc. teschenensis</i> UHLIG?		
<i>Hectoroceras cf. kochi</i> SPATH		+
<i>Thurmanniceras pertransiens</i> var. <i>valdrumensis</i> SAYN?	+	
<i>Kilianella cf. lucensis</i> SAYN	+	
<i>Kil. sp. juv. (K. lucensis?)</i>	+	
<i>Kil. gr. paquieri</i> (SIMION.) in SAYN	+	
<i>Kil. sp.</i>	+	
<i>Saynoceras verrucosum</i> (D'ORB.)	+	

4. HAUTERIVIEN

	NE d'Ark-el-Bir	Nd'El-Akbia
<i>Rhabdocidaris janitoris</i> GAUTHIER	+	+
<i>Pseudobelus brevis</i> PAQ. pro var.	+	
<i>Belemnites sp. (s.l.)</i>		+
<i>Lamellaptychus cf. angulocostatus</i> (PET.) var. <i>fractocosta</i> TRAUTH		+
<i>L. gr. didayi</i> (COQ.)		+
<i>L. sp.</i>		+
<i>Phylloceras (Phyll. s.s.?) cf. winckleri</i> (UHL.) in P. FALL.	+	
<i>Ph. (Phyllopachyceras) rouyanum</i> (D'ORB.) in COLL.	+	
<i>Ph. (Phyllopach.) gr. rouyanum</i>	+	
<i>Lytoceras sp. (gr. juilleti</i> [D'ORB].	+	
<i>Lyt. sp. (gr. richei</i> SAYN?)	+	
<i>Bochianites nov. sp.</i>	+	
<i>Crioceratidés ind.</i>		+
<i>Spitidiscus cf. incertus</i> (D'ORB.)	+	
<i>Spit. sp. juv.</i>	+	

5. HAUTERIVIEN-BARRÉMIEN

	Moul-ed-Demamene zone nord	Moul-ed-Demamene zone est	Moul-ed-Demamene zone sud
<i>Lamellaptychus angulocostatus</i> (PET.) var. nov. 1	+		
<i>L. sp.</i>	+		
<i>Phylloceras (Phyll.) sp.</i>	+		+
<i>Ph. (Ph.?) picturatum</i> (D'ORB.)		+	+
<i>Ph. (Phyllopachyceras) rouyanum</i> (D'ORB.)			+
<i>Puzosia sp. (ou Silesites sp.)</i>	+		+
<i>Puzosia sp.</i>		+	

6. BARRÉMIEN

	Moul-ed-Demamene zone est	Moul-ed-Demamene zone sud	E d'Hamala	SW des Mouia
<i>Lamellaptychus angulocostatus</i> (PET.)		+		
<i>L. sp.</i>		+		
<i>Phylloceras</i> sp. (s.l.)?		+		
<i>Ph. (Phylloceras)</i> gr. <i>tethys</i> (D'ORB.) s.l. (cf. <i>velledae</i> [D'ORB.])			+	+
<i>Ph. (Ph.) serum</i> (OPP.) var. <i>perlobata</i> SAYN				+
<i>Ph. (Ph.) sp.</i>			+	
<i>Ph. (Holcophylloceras)</i> <i>ernesti</i> UHL.			+	
<i>Ph. (Holc.) grothi</i> P. FALL. var. nov. (?)				+
<i>Ph. (Holc.) sp. (gr. paquieri</i> SAYN)			+	
<i>Ph. (Phyllopachyceras)</i> <i>baborense</i> (COQ.) in HEINZ	+	+	+	+
<i>Ph. (Ph.) cf. baborense</i>		+		
<i>Ph. (Phylloceras?) picturatum</i> (D'ORB.)		+		
<i>Ph. (Phylloceras?) cf. winckleri</i> (UHL.) in P. FALL.?				+
<i>Protetragonites crebrisulcatus</i> (UHL.)				+
<i>Prot. aff. strangulatus</i> (D'ORB.)		+		+
<i>Hamulina</i> gr. <i>varusensis</i> D'ORB.			+	
<i>Lytoceras</i> sp.		+		
<i>Gaudryceras numidum</i> (COQ. in HEINZ)?	+			
<i>Barremites</i> gr. <i>cassida</i> (RASP.)			+	
<i>B. gouxi</i> (SAYN)			+	+
<i>B. gr. gouxi</i>		+	+	+
<i>B. strettostoma</i> (UHL.)				+
<i>B. cf. strettostoma</i>			+	
<i>B. sp.</i>		+		
« <i>Desmoceras?</i> » <i>cirtense</i> SAYN			+	+
<i>Uhligella monicae</i> (COQ. in SAYN)				+
<i>Uhl. seguenzae</i> (COQ. in SAYN)				+
<i>Uhl. gr. seguenzae</i>			+	
<i>Uhl. sp.</i>				
<i>Puzosia</i> cf. <i>ibrahim</i> (COQ. in HEINZ)		+	+	
<i>P. aff. nabdalsa</i> (COQ. in SAYN)			+	+
<i>P. ouachensis</i> L. JOL.			+	
<i>P. sp.</i>		+		
<i>Silesites</i> cf. <i>ebusitanus</i> P. FALL. et H. TERM.		+	+	
<i>S. imparecostatus</i> (COQ. in HEINZ)			+	
<i>S. interpositus</i> (COQ. in HEINZ)			+	+
<i>S. sp.?</i>			+	
<i>Holcodiscus</i> (Holc.) gr. <i>sophonisba</i> (COQ. in HEINZ)			+	
<i>H. sp. juv., gr. menglonensis</i> SAYN				+
<i>H. sp.?</i>		+		
<i>Matheronites?</i> (« <i>Ancyloceras</i> ») gr. <i>heberti</i> (E. FALL.)				+
<i>Kabylites superstes</i> (PERV.)				+
<i>Leptoceras</i> gr. <i>cirtae</i> (COQ. in HEINZ)	+			
<i>L. gr. cirtae</i>		+		
<i>Pulchellia ouachensis</i> SAYN				+
<i>P. ouachensis</i> nov. var.		+		
<i>P. sauvageaui</i> (HERM.)				+
<i>P. gr. sauvageaui</i>			+	
<i>P. nov. sp., gr. sauvageaui</i>			+	
<i>P. gr. schlumbergeri</i> NICKL.		+	+	

7. APTIEN

Le seul gisement, très riche, est celui de Krenag-Seless (p. 243).

8. ALBIEN A CÉNOMANIEN (Dj. Sigmounane)

Trochammina sp.
Parahibolites sp.?

B. Flysch schisto-gréseux

	Série de Guerrouch	SE de Texenna	N de Texenna	Zone de la Zaouïa	NW du Kef Dardja	N du Sidi-Marouf	Mould-ed- Demamene
<i>Calpionella alpina</i> LOR.	+						
<i>C. elliptica</i> CAD.	+						
<i>Calpionellopsis</i> cf. <i>thalmanni</i> (COL.)	+						
<i>Tintinnopsella carpathica</i> (MURG. et FIL.)	+						
<i>T. longa</i> (COL.)	+						
<i>Stenosemellopsis hispanica</i> (COL.)	+						
<i>Favelloides</i> sp.	+						
<i>Nannoconus colomi</i> (LAPP.)	+		+				
<i>Globochaete alpina</i> LOMB.	+						
<i>Orbitolina</i> aff. <i>bulgarica</i> (DESH.) in TOULA				+			
<i>O.</i> sp.? (<i>O. lenticularis</i> [BLUM.]?)			+				
<i>O. discoidea</i> A. GRAS			+				
<i>O. gr. concava</i> (LMK)			+				
<i>O.</i> sp.			+			+	
<i>Lenticulina</i> sp.				+			
<i>Fissurina ovalis</i> (KAUF.)		+		+	+		+
<i>F. laevigata</i> (KAUF.) = « Lagenas »		+			+		+
<i>Gyroidina</i> sp.				+			
<i>Eponides</i> sp.						+	
<i>Anomalina bentonensis</i> MORROW		+					
<i>Globigerina</i> sp.		+		+	+		+
<i>Ticinella roberti</i> (GANDOLFI)		+					
<i>Thalmaninella ticinensis</i> (GANDOLFI)		+					
<i>Th. cf. brotzeni</i> SIGAL		+					
<i>Rotalipora</i> sp.				+			
<i>Globotruncana</i> cf. <i>arca</i> (CUSH.)							+
<i>Gl. aff. helvetica</i> BOLLI							+
<i>Gl.</i> sp.		+					+
<i>Gumbelina</i> sp.				+	+		+

C. Fossiles remaniés dans des formations plus récentes

Acicularia sp.
Orbitolina lenticularis (BLUM.)
Orb. gr. lenticularis
Orb. gr. concava (LMK)
Orb. conoidea A. GRAS¹
Orbitolinopsis sp.?
Calamophylliopsis sp.

1. D'après J. Flandrin (1948).

CHAPITRE XI

LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Un important changement de régime sédimentaire a eu lieu entre le Turonien et le Sénonien. Aussi sous le nom de « Crétacé supérieur » entendrons-nous seulement ce dernier grand étage. Quant au Danien, le problème de son existence sera posé plus loin.

Ainsi réduit au Sénonien, le Crétacé supérieur est constitué le plus souvent par d'épaisses marnes plus ou moins schisteuses, reposant généralement en discordance sur le Mésozoïque plus ancien, souvent très plissé.

La phase tectonique antésénonienne (p. 425) a provoqué, dans le Nord-Constantinois, la formation de cordillères E-W, plus ou moins émergées. De l'érosion des calcaires jurassiques constituant l'essentiel des parties axiales de ces chaînons, en constante activité orogénique, a résulté la formation de niveaux détritiques : poudingues, couches à galets, microbrèches...

Cependant, à l'actuelle bordure du massif de Petite Kabylie, le Sénonien fait souvent suite en concordance apparente au Flysch schisto-gréseux du Crétacé inférieur et moyen. Plus au N, la transgression marine sénonienne a littéralement noyé les régions paléozoïques qui, depuis le Trias, étaient restées à peu près exondées. Cette transgression s'accompagne d'une uniformisation des faciès sur la plus grande partie des régions littorales d'Afrique du Nord.

Les formations sénoniennes de notre secteur ne peuvent être en général datées que par les Microforaminifères, dont l'étude a été, l'œuvre de M. J. Sigal : toutes les listes microfauniques et leur interprétation lui sont dues, sauf quelques-unes dont les auteurs seront mentionnés explicitement¹.

1. — HISTORIQUE

Le Crétacé supérieur, sous forme de calcaires marneux à *Micraster brevis*, a été découvert par Coquand (1852) au S des Toumiets d'El-Kantour.

Tissot (1881) ne cartographia en Sénonien, outre cet affleurement, que les marnes et marno-calcaires à Inocérames situés au N et au NW du Dj. Sidi-Driss.

Les inquiétudes dont Pomel (1890, p. 114) fit preuve au sujet de l'âge des marnes à nodules calcaires jaunes du reste de la chaîne numidique, qualifiées de « suessoniennes » (= Éocène inférieur) par Tissot, furent partagées par Ficheur (1886 et 1900). Celui-ci reconnut l'extension réelle des marnes sénoniennes. Mais, dans son esprit de réaction contre Tissot, il supprima à tort la notion même de marnes « suessoniennes » : or celles-ci existent réellement, leur faciès mimant le Sénonien.

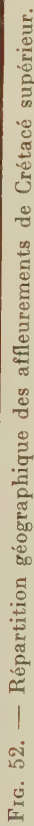
L. Joleaud, dans la première cartographie de la chaîne numidique entre l'Oued-el-Kebir d'El Milia et le Dj. Rhedir, sur les feuilles de Sidi-Driss (1910 b) et de Condé-Smendou (1907), nota bien la plupart des affleurements de Crétacé supérieur. L'assimilation au Cénomanien qu'il fit des calcaires et marno-calcaires situés au SE du Sidi-Driss ne dura guère, car dans sa thèse (JOLEAUD, 1912), il reconnut leur âge maestrichtien.

P. Deleau (1938 c) ne donna que peu d'indications sur le Sénonien de l'W de la chaîne numidique. Cependant, dans la région du Meid-Aïcha, cet auteur décrivit un passage graduel entre « Crétacé moyen » et Crétacé supérieur (nous pensons que tout est sénonien). Remarquant justement des lits microbréchiques dans le Sénonien aux environs du Kef Sema, P. Deleau admit que leurs éléments détritiques provenaient du massif ancien kabyle émergé, le rivage devant être fixé à hauteur du Moul-ed-Demamene.

1. Dans les listes fauniques de ce chapitre, nous ferons précéder d'un astérisque des espèces, pour la plupart non encore dénommées, dont la détermination et la description trouveront place dans la thèse de J. Sigal.

RÉPARTITION DES AFFLEUREMENTS

	Cp Complexe calcaireux et détritique (couverture du socle)
	C ^f Flysch schisto-gréseux (pp)
	Marnes schisteuses
	Flysch manno-microbréche
	Sénonien absent ou très réduit
	Conglomérats ou marnes à galets



Les tâtonnements dont tous les auteurs ont fait preuve s'expliquent aisément, car les marnes sénoniennes du Nord-Constantinois sont très pauvres en macrofaunes. Une stratigraphie approximative, basée sur les Foraminifères, a cependant pu être établie dans une série qui, en dépit de sa monotonie, comporte fréquemment de notables changements de faciès (DURAND DELGA et SIGAL, 1952).

2. — ÉTUDE DES PRINCIPAUX FACIÈS

Au sein de la puissante série marneuse du Crétacé supérieur, on remarque, par places, des niveaux calcaires plus ou moins lenticulaires, des nodules de calcaire à patine jaune, des niveaux finement détritiques (microbrèches), des conglomérats massifs et des couches à galets provenant du remaniement de formations antérieures. On trouve aussi des veines de calcite et de très rares niveaux silicifiés.

A. — LES MARNES

Leur couleur et leur texture présentent quelques variations. Généralement d'un gris-bleuté, les marnes prennent en surface un ton jaunâtre. Certains niveaux plus calcareux tranchent par leur teinte blanchâtre. On trouve aussi des marnes noirâtres ou même franchement noires, très difficiles à distinguer des assises similaires de l'Éocène inférieur. Il existe encore des marnes grises, associées aux microbrèches dont il va être question plus loin.

La texture des marnes sénoniennes varie aussi. Quoique en général légèrement schisteuses, celles-ci ne se délitent que rarement en fines plaquettes, à la manière des marnes du Crétacé inférieur. Certaines intercalations de marnes à délit conchoïde sont remarquables par leur richesse en microfaune.

B. — LES CALCAIRES

Les bancs calcaires au sein des marnes ne sont pas chose rare. Outre ces simples passées, d'autres intercalations calcaires, plus puissantes, sont cartographiables. Mais leur fréquente allure lenticulaire, comme aussi leur présence à divers niveaux du Sénonien, empêchent de les utiliser comme repères stratigraphiques sûrs : elles n'ont qu'une valeur locale.

On trouve toutes les transitions entre les marno-calcaires rognonneux, les calcaires marneux lités et les calcaires compacts d'aspect sublithographique. De patine blanche ou jaunâtre, ces roches offrent à la cassure une teinte gris-bleuté ou gris-noirâtre.

En lame mince, les calcaires sénoniens apparaissent presque toujours comme finement cristallins et légèrement argileux. Exceptionnellement (il semble s'agir de calcaires soumis à de vifs efforts tectoniques), une structure micronoduleuse peut se développer.

Outre une imprégnation légère et pratiquement constante de *pyrite*, ces calcaires sont fréquemment pigmentés d'*hématite*, qui se fixe préférentiellement à la périphérie de petits rhomboédres, parfois abondants, de *calcite* de recristallisation. On notera aussi un mode de transformation bizarre : de la *silice* finement cristalline se développe en minuscules géodes au contour capricieux, qui, en lame mince, apparaissent sous forme de petits filaments zigzagants.

Les éléments détritiques sont extrêmement rares dans les calcaires sénoniens. La présence occasionnelle de petits grains de quartz et de micas s'explique presque toujours par l'existence, au voisinage, d'affleurements de grès psammitiques du Trias.

Les calcaires sénoniens sont riches en *organismes* : d'une part débris de macrofossiles (abondants Inocérames, dont le test est souvent fragmenté en prismes; plus rarement Lamellibranches à test mince, spicules de Spongiaires, débris d'Oursins), d'autre part microfaune pélagique (Rosalines, Globigérines, Gumbélines, très répandues; « Lagenas », Radiolaires, bien moins fréquents). Les

organismes planctoniques peuvent constituer une part assez importante de ces roches : de minces horizons sont parfois uniquement formés de leurs débris.

C. — LES NODULES CALCAIRES

Des rognons calcaires à patine jaune apparaissent dans les marnes à divers niveaux de la série stratigraphique, mais surtout au Crétacé supérieur (nous en retrouverons à l'Éocène).

La forme de ces nodules est variable : soit en boules, soit en miches reposant à plat suivant le litage, soit en amandes. Leur taille est toujours assez forte, de l'ordre du mètre au moins, mais il en est de plus gros. Ces rognons peuvent abonder et souligner la stratification.

Le calcaire constituant les nodules est normalement noir ou noir-bleuâtre. Vers l'extérieur, on observe un enrichissement apparent en oxyde de fer : la patine des blocs acquiert ainsi un ton ocre, parfois très vif. Enfin, autour des nodules, une mince croûte de marnes durcies, feuilletées, forme une espèce de transition avec le sédiment marneux environnant.

En lame mince, le calcaire des nodules montre une multitude de cristaux, mal développés car se gênant dans leur croissance, et dont la taille ne semble pas normalement dépasser 10 μ . Pour une préparation déterminée, le grain est uniforme et les cristaux sont disposés sans ordre. Le carbonate est chargé de limonite qui, en outre, cimente les cristaux.

Les éléments organiques et détritiques sont extrêmement rares dans ces nodules : quelques microorganismes totalement indéterminables par suite de la recristallisation, exceptionnellement de fins débris de quartz.

Le mode de formation de ces curieux nodules, si répandus dans les régions littorales de Berbérie (p. 315) n'est pas facile à expliquer. Il paraît évident qu'il s'agit d'une modalité de la précipitation chimique au moment même de la sédimentation. On peut exclure sans doute un processus de concrétionnement autour d'un nucléus de nature organique ou détritique. D'autre part, on constate que ces nodules sont le plus souvent liés à des marnes noires, assez pauvres en carbonate de chaux et en plancton. Les facteurs de cristallisation de la calcite de l'eau de mer en certains points privilégiés restent mystérieux.

On peut, après Richardson (1919), évoquer d'abord une concentration des carbonates (sous l'action de produits organiques et sous forme de bicarbonates), ensuite une précipitation continue, suivant le principe de Liesegang, en des points privilégiés. On voit que, de la sorte, les carbonates d'origine organique ou détritique peuvent être dissous et réapparaître sous forme de précipité chimique.

D. — LES MICROBRÈCHES CALCAIRES

Des lits de microbrèches calcaires alternant avec des marnes grises feuilletées constituent, au S de l'axe de la chaîne numidique, un véritable Flysch. Ce faciès apparaît à divers niveaux du Sénénien, suivant les secteurs.

Les éléments de ces microbrèches, qui n'ont en général que quelques centièmes de μ , atteignent parfois l'ordre du millimètre. On rencontre même de rares et minces lits de petits poudingues dont les galets peuvent dépasser 1 cm.

Dans les véritables microbrèches, les débris, peu ou pas roulés, sont enrobés dans un ciment de calcite largement cristallisée, souvent chargée d'oxyde de fer et quelquefois de microgranules de quartz. Des plaques de marnes durcies sont fréquemment reprises dans les microbrèches. On trouve souvent des néogénèses de pyrite et de quartz.

Les éléments des microbrèches proviennent pour la presque totalité de formations sédimentaires plus anciennes : Jurassique (calcaires cristallins de grains variés, calcaires oolitiques et oolites dispersées, calcaires à Miliolidés, calcaires à Radiolaires, calcaires à débris d'Échinodermes, « silex »...),

Trias (grès à ciment calcaireux, microquartzites phylliteux...), etc... Contrairement à l'impression macroscopique, peu d'éléments sont directement originaires du massif ancien : les grains de quartz eux-mêmes sont rares dans la plupart des échantillons. On remarque parfois de la glauconie.

Les débris organiques sont assez abondants : Lamellibranches (tests prismés d'Inocérames...), Échinodermes (radioles d'Oursins...), etc... La microfaune comporte quelques éléments planctoniques (*Globotruncana*, *Globigerina*, *Gumbelina*...) ou benthoniques (*Robulus*, «*Cristellaria*», *Textularia*, Valvulinidés, Miliolidés...). Il est intéressant de noter dans les microbrèches du Sénonien supérieur la présence de grands Foraminifères (Operculines, *Siderolites*, *Orbitoides*) inconnus dans les autres faciès.

E. — LES CONGLOMÉRATS

Ils sont surtout développés autour des cordillères accidentant le fond des mers sénoniennes, et en général à la base de la série marneuse. Les débris, pour la plupart de calcaires jurassiques, peuvent représenter de véritables blocs éboulés, non roulés, voire des pans entiers de falaises. La matrice marneuse est quelquefois très réduite : ces conglomérats bien cimentés possèdent alors dans la topographie le même aspect que des calcaires jurassiques.

Plus fréquemment, les galets sont isolés les uns des autres au milieu des marnes. Ils sont alors bien roulés. Leur taille est variable (jusqu'à plusieurs m³). Signalons que, dans la très grande majorité des cas, ces marnes à galets ne contiennent pas de microfaune.

F. — LES VEINES DE CALCITE

Les marnes sénoniennes sont traversées par un lacs de tout petits filonnets de calcite qui, à la surface du Sénonien, sont tronçonnés en minuscules plaquettes éparses. Leur formation, manifestement liée à une circulation de l'eau dans des fissures, peut être récente : elle est en tout cas indépendante de la genèse du sédiment.

Il n'est pas évident qu'il en soit de même pour des veines de calcite fibreuse, dont certaines ébauchent une structure cone-in-cone (« beef »), et qui sont apparemment interstratifiées dans les marnes du Crétacé supérieur.

Leur description a été faite ailleurs (DURAND DELGA, 1952 a) et leur genèse a donné lieu à de nombreuses discussions (DAVID, 1952; BONTE, 1952; DENAEYER, 1954, etc.). Presque tous les auteurs semblent admettre qu'il s'agit de calcite ayant cristallisé lentement dans des fissures de diverses roches, en particulier suivant des joints de stratification. Mais peut-on totalement exclure que, dans certains cas, ces veines se soient formées à partir de lits sédimentaires possédant certaines particularités, c'est-à-dire soient en rapport avec un certain mode de sédimentation? La formation de « beef » est dans la plupart des cas fort ancienne, plus proche de la genèse même du sédiment que de l'époque actuelle.

3. — DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Un simple coup d'œil sur la carte régionale (pl. 1) permet de constater les grandes surfaces d'affleurement du Sénonien. Toutefois, il convient de remarquer (fig. 52) que, dans la zone étudiée, au S des synclinaux de calcaires éocènes allant de Tamentout jusqu'à la Ma^t Tazemout, d'une part, et du N de Sidi-Merouane jusqu'à Hamala, de l'autre, le Crétacé supérieur ne semble pas figuré : les marnes dont on n'a pu cartographiquement le séparer sont d'âge éocène.

Soumises à des efforts tectoniques intenses, les marnes sénoniennes sont extrêmement plissées, ce qui s'accompagne de phénomènes d'aminçissement ou de bourrage.

Nous suivrons dans notre exposé l'ordre habituel de l'W à l'E.

A. Le Crétacé supérieur entre Texenna et El-Maad

Le Crétacé supérieur possède des caractères différents au N (bordure du Flysch schisto-gréseux), au milieu (axe du Dj. Sidi-Mansour), au S (région de Tamentout).

1. Au N, le Sénonien avoisine le Flysch schisto-gréseux. Le contact entre ces deux formations n'est clairement visible que sur une petite distance. Ainsi, près de l'O. bou-Kerma, on peut constater que le Flysch est superposé au Crétacé supérieur.

Celui-ci « débute » par des marnes noirâtres à nodules calcaires jaunes. Au bord de la route (Tam.; x = 781,35; y = 370,8), elles ont fourni :

Globotruncana arca (forme primitive) (CUSH.)

Gl. fornicata PLUMMER

Pseudogumbelina costulata (CUSH.)

Gumbelina globulosa (EHR.)

Il s'agit d'un niveau relativement élevé du Sénonien, difficile à préciser.

Ce faciès de marnes à nodules jaunes s'étend d'ailleurs beaucoup plus haut dans la série. La route montant vers El-Maad recoupe ces formations. Vers Bou-Djouada (Tam.; x = 782,6; y = 369,75), elles ont livré une microfaune au moins campanienne :

Globotruncana arca

Gl. globigerinoides BROTZEN

Gl. linnei (D'ORB.)

Gl. stuarti (LAPP.)

Rzehakina epigona (RZEHAKE)

Pseudogumbelina costulata

Ps. striata (EHR.)

Gumbelina globulosa

★ *G. sp.*

Quinqueloculina circularis (BORNEMANN)

★ *Nonion sp.*

2. Plus au S, le substratum du Crétacé supérieur, qui n'est plus le Flysch schisto-gréseux, apparaît dans le cœur d'anticlinaux.

Ainsi, au Dj. Sidi-Mansour, le Sénonien repose en discordance majeure sur les calcaires compacts du Lias. Sa base, à l'extrémité occidentale de cet anticlinal, est marquée par une puissante carapace de conglomérats massifs, tandis que, à l'E du pli, le Sénonien débute au-dessus des marno-calcaires domériens par quelques lits à petits galets. Au S du chaînon, le Sénonien semble très étiré : il ne reprend une épaisseur notable qu'à l'W du Dj. Tebala, où il admet des niveaux calcaireux.

On retrouve des conglomérats sénoniens contre le Lias du revers sud-est du Dj. Sidi-Oussaf et vers la M^{at} es-Stitra, où ils déterminent une barre isolée au milieu des marnes du Crétacé supérieur. Enfin, on repère des galets jurassiques dispersés dans le Sénonien à 1 km au NW de la M^{at} Sida et en quelques points au N de l'O. bou-Kerma.

Autour de l'anticlinal à noyau vracien (?) du Dj. Sigmounane, la transgression du Crétacé supérieur est difficile à saisir. Sur la crête de la cote 502, ce dernier (fig. 48) semble débiter par des marnes à minces lits de microconglomérats calcaires à patine rousse.

Ceux-ci comportent, entre les petits galets calcaires (de l'ordre de 0,5 mm; exceptionnellement jusqu'à 2 ou 3 mm) des débris de Bryozoaires, de Mollusques (surtout d'Inocérames), d'Echinodermes et de rares Foraminifères¹ (*Valvulinidae*, *Rotaliidae*).

1. Détermination de M. M. Lys.

Partout ailleurs autour du pli du Sigmounane, le Sénonien est constitué, dès la base, par des marnes noirâtres, parfois avec nodules jaunes. Les galets de calcaires jurassiques (certains de grande taille) n'y sont pas exceptionnels. La microfaune est réduite à quelques Rosalines indéterminables.

3. TOUT AU S ENFIN, la position structurale de l'épaisse série de marnes grises à microbrèches, qui affleure si largement entre Tamentout et le Dj. Seridj, est mal précisée. Apparemment ce Flysch calcaireux (à rares lits de petits poudingues) surmonte les marnes noires sénoniennes, mal datées, que nous venons de décrire au SE du Dj. Sigmounane.

La microfaune est rare dans ces formations à microbrèches.

A 250 m au NW du 951, au bord de la route, elles ont fourni, outre des Miliolites :

Globotruncana linnei (ou *Gl. arca*?)

Gl. fornicata

Allomorphina whangaia FINLAY

et au NE de la ferme Lochard (Tam.; x = 781,93; y = 366,22), d'après J. Magné :

Globotruncana fornicata

Gl. cf. elevata BROTZEN

Gl. sp.

Globigerina sp.

Cibicides sp.

Si les Rosalines ne sont guère caractéristiques, *All. whangaia* serait, en l'état actuel des connaissances, spécifique du Maestrichtien.

Les marnes à microbrèches, au NW du col de Tamentout, sont impliquées dans des plis aigus et au contact direct de l'Éocène marneux.

On reconnaît un Flysch analogue au N et à l'E du Dj. Sidi-Mansour : mais il n'y forme qu'une mince bande. Ces formations à microbrèches reposent là sur des marnes typiquement sénoniennes, mais leurs relations (fig. 123) avec une bande synclinale de grès néonummulitiques, apparemment couchée au N, ne sont pas très claires. On ne trouve rien de semblable au S du Sidi-Mansour.

B. Le Crétacé supérieur entre El-Maad et El-Ouazta

Notre exposé traitera d'abord de la bordure nord du Sénonien, aux abords du Flysch schisto-gréseux, puis d'une zone située à 1-2 km plus au S, jalonnée par une bande de Trias diapir, enfin du secteur au S de cette lame.

1. AU N, le contact du Crétacé supérieur avec le Flysch est parfois assez indécis. Ainsi, au col de Fédoulès, il semble y avoir une zone de passage, avec lits alternants de grès, de schistes calcaireux, de calcaires, plus rarement de microconglomérats. Partout ailleurs, le Sénonien débute par des marnes noires, mal datées, contenant sporadiquement quelques nodules jaunes.

La série se poursuit par quelques centaines de mètres de marnes, admettant quelquefois de petites lentilles calcaires ou des niveaux discontinus de marno-calcaires rognonneux, quelquefois avec des Inocérames, plus rarement des marnes en plaquettes dont le faciès rappelle celui du Néocomien. Dans la région du Dj. Ounane, le Sénonien ne se délimite pas aisément d'avec l'Éocène marneux.

2. PLUS AU S, à 1 ou 2 km de la bordure du massif kabyle, le Trias jaillit diapiriquement au milieu du Crétacé supérieur et forme une bande longue, étroite et discontinue. A son voisinage, on note fréquemment dans le Sénonien des conglomérats à éléments calcaires jurassiques. Cette lame de Trias

doit suivre l'axe d'un anticlinal à cœur jurassique qui, jouant en cordillère au Sénomien, a été démantelé, ses débris constituant des conglomérats au proche voisinage. Il faut cependant remarquer qu'aucun affleurement jurassique n'est à l'heure actuelle visible entre le Sidi-Mansour et, à 25 km plus à l'E, le Kef Natour. Au Tertiaire, le noyau triasique de cet anticlinal a probablement percé et bousculé sa couverture de marnes sénoniennes.

Ces couches à galets et ces conglomérats sont spécialement abondants à l'W du col de Fédoulès (fig. 53).

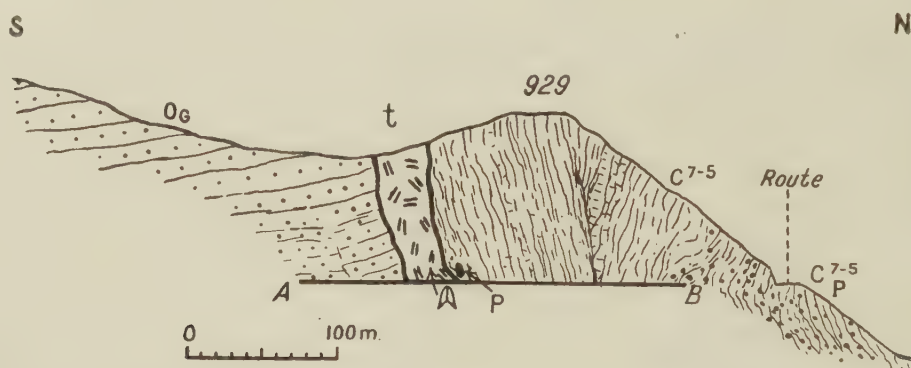


FIG. 53. — Faciès du Sénomien au voisinage de la lame de Trias, à l'W de Fédoulès.
t, Trias diapir (avec gypses); c⁷⁻⁵, Sénomien marneux avec couches à galets (c⁷⁻⁵_P)
et bloc de poudingue (p); Og, grès « numidiens ».

A l'W immédiat d'El-Maad (Tam.; x = 783,85; y = 369,2), des marnes à galets ont fourni une microfaune franchement sénonienne, mais d'un niveau imprécis :

Globotruncana arca (forme primitive)
Gl. globigerinoides
Gl. marginata (REUSS)...

A l'E d'El-Maad, au bord de la route de Fédoulès, des marno-calcaires, d'un niveau déjà élevé par rapport aux marnes à passées de poudingues constituant l'arête et une partie du flanc nord du « Koudiat Beni-Assoun », ont livré l'association suivante, du Campano-Maestrichtien :

<i>Globotruncana arca</i>	<i>Gl. stuarti</i>
<i>Gl. contusa</i> CUSH.	<i>Gl. ventricosa</i> WHITE
<i>Gl. fornicata</i>	★ <i>Gumbelina</i> sp.

3. TOUT AU S, au delà de la bande de Trias diapir que nous venons d'évoquer, le Crétacé supérieur montre presque uniquement un faciès de Flysch microbréchique identique à celui de Tamentout. Il constitue en particulier toute la dépression séparant les reliefs de grès « numidiens » de Bou-Afroun et du Dj. Besbass (Bir-Chouchen) : on trouve là des marnes schisteuses admirablement litées, où s'intercalent de minces bancs de marno-calcaires passant à de véritables microbrèches.

Nous ignorons les rapports réels de superposition des marnes noirâtres sénoniennes, situées plus au N, avec ce Flysch calcaireux, auquel elles semblent passer graduellement autour de la cote 588. Au S, par contre, on voit le Flysch à microbrèches surmonter les marnes noires éocènes du flanc nord de l'unité du Dj. Srir.

On pourrait presque, de ce fait, considérer ce Flysch à microbrèches comme stratigraphiquement superposé aux marnes éocènes (Lutétien-Bartonien) et formant par ailleurs la base des grès « numi-

diens » (oligocènes) qui couronnent le Bou-Afroun et le Dj. Besbass. Il semble qu'une telle solution doive être écartée, car ce Flysch calcaireux a constamment livré des microfaunes homogènes, sans indices de mélange, d'un Sénonien franc, et cela même dans les niveaux proches de l'Éocène. Ainsi, au N d'El-Ouatiane¹ :

<i>Globotruncana globigerinoides</i>	<i>Marssonella oxycona</i>
<i>Gl. marginata</i>	★ <i>Dentalina</i> sp.
<i>Gl. stuarti</i>	★ <i>Nonionella</i> sp.
<i>Gumbelina globulosa</i>	<i>Allomorphina cretacea</i> REUSS
★ <i>G. sp.</i>	<i>Bulimina fabilis</i> CUSH. et PARK.

Dans des niveaux de microbrèches situés à quelques dizaines de mètres plus haut (stratigraphiquement), on rencontre² des fragments de *Siderolites* sp. et d'*Orbitoides media* (D'ARCH.). Dans des couches analogues, au SE de Tazerhet, outre des Miliolidés et des Globigérines, on trouve aussi² *Orb. media* et *Operculina* sp. Tous ces Macroforaminifères permettent de penser que le faciès du Flysch à microbrèches atteint au moins la base du Maestrichtien.

Sur la route au SE de Bir-Chouchen, on note la microfaune suivante (Campano-Maestrichtien) en plus de très nombreuses formes arénacées non déterminées :

<i>Globotruncana arca</i>	★ <i>G. sp.</i>
<i>Gl. fornicata</i>	<i>Pseudogumbelina striata</i>
<i>Gl. globigerinoides</i>	<i>Quinqueloculina circularis</i>
<i>Gl. marginata</i>	★ <i>Qu. sp.</i>
<i>Gl. stuarti</i>	<i>Valvulineria allomorphinoides</i> (REUSS)
<i>Globigerina</i> sp.	<i>Allomorphina</i> sp.
<i>Gumbelina globulosa</i>	★ <i>Nonionella</i> sp.

Outre ces grands affleurements, disposés de part et d'autre de l'O. bou-Kriza, le Flysch à microbrèches frange au NW les grès « numidiens » entre la Mat en-Nsa et El-Merissa. La distinction entre ces couches, parfois franchement gréseuses (quelquefois avec pistes), et les assises de base du Nummulitique s'avère particulièrement malaisée. Là encore, au Mzaret bene-Sidi-Ahmed, nous avons recueilli une microfaune sénonienne, qui comporte, outre des Globigérines et des Gumbélines :

Globotruncana arca (forme primitive)
Gl. fornicata (forme conique)...

A ce même niveau, on rencontre un lit de poudingues à petits galets (de l'ordre de 1 cm) assez bien roulés, empruntés au Jurassique. Une intercalation identique (5 à 10 cm d'épaisseur) existe aussi au N du Koudiat Nedjar (fig. 125).

En lame mince : outre des fragments de Lamellibranches et d'Échinodermes, le ciment de la roche, légèrement glauconieux, englobe quelques Foraminifères (*Textularia* sp., *Globotruncana* gr. *lapparenti* BROTZEN, *Globigerina* sp.).

Les microbrèches voisines de ce niveau contiennent, outre des représentants des genres ci-dessus, de nombreux Miliolidés (*Quinqueloculina*, *Sigmoilina*), des « *Cristellaria* » à test conique, etc.

C. Le Crétacé supérieur entre El-Ouazta et le Kef Dardja

Le Crétacé supérieur possède des caractères différents dans les zones septentrionales (au N du Flysch crétacé inférieur-moyen), au S immédiat de la bande de Flysch, au voisinage de la lame de Trias diapir, et dans les régions plus méridionales.

1. Les coordonnées des gisements qui, comme celui-ci, sont situés sur la feuille de Sidi-Merouane, ne seront pas indiquées dans le texte. Le lecteur est prié de se reporter à la carte géologique où ils sont déjà localisés.

2. Détermination de M^{me} M. Neumann.

1. A L'EXTRÊME N, le Flysch schisto-gréseux crétacé moyen est surmonté en apparente continuité par une série argilo-marneuse, dans laquelle s'intercalent des faciès assez spéciaux, comme des calcaires à silex, des brèches polygéniques litées... Nous avons considéré qu'il s'agissait de la base de la série néonummulitique, où de telles intercalations sont connues. En réalité, ces assises ont fourni des Rosalines, apparemment non remaniées. La position structurale de cette série n'est pas nette. On peut évoquer trois hypothèses : ce « Flysch » sénonien serait lié à l'unité du Flysch schisto-gréseux crétacé moyen; il constituerait une lame indépendante; il formerait la couverture du massif ancien.

Cette dernière solution est la plus vraisemblable, en l'état actuel des recherches, mais la séparation du Sénonien d'avec le Nummulitique est très délicate à saisir. Notons dès maintenant les trois faits suivants :

— Dans la M^{at} Ras-ez-Zen (S. Mer.; x = 802,4; y = 373,7), un calcaire marneux gris, riche en spicules monaxones et en « Lagenas », montre des Rosalines (*Globotruncana* type *coronata* BOLLÉ) de cachet turonien-sénonien inférieur. Des lits siliceux clairs sont remplis de Radiolaires, en calcédonite.

— Au NE de la M^{at} en-Nechema (S. Mer.; x = 803,6; y = 374,0), une brèche calcaire compacte comporte des éléments arrachés au Jurassique ou au Crétacé (dont des roches à Radiolaires), de nombreux grains de quartz, un peu de glauconie. On trouve, dans le ciment, de nombreux prismes d'Inocérames, d'abondantes *Globotruncana*, des Globigérines et des Gumbélines : les Rosalines ont un cachet franchement sénonien, selon J. Sigal.

— Un peu plus à l'E, 50 m à l'E de Fedj-Ffour, un calcaire gris, à grain grossier, argileux, riche en grains de quartz et avec de la glauconie, montre une richesse extraordinaire en « Lagenas » (*Fissurina laevigata* [KAUF.]) et quelques *Fissurina ovalis* (KAUF.), avec des fantômes de Rosalines (?).

L'attribution de ces assises du Turonien-Sénonien inférieur à la couverture transgressive du massif ancien expliquerait la localisation de ces niveaux au faciès si spécial. Elle entraînerait l'attribution au Crétacé supérieur d'une partie notable des assises antérieurement dites « oligocènes » de ce secteur (voir p. 351).

2. PLUS AU S, sur les 12 km séparant El-Ouazta et le Dardja, les marnes du Crétacé supérieur sont en contact stratigraphique avec le Flysch. Ce contact, renversé dans la région d'El-Ouazta, redevient normal au niveau du Dardja.

Les premières couches marneuses, de couleur franchement noire, présentent, au S du Dj. Ffour, au moins sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur, de minces lits de calcaire à grain assez fin. Des lames minces y révèlent de petits spicules de Spongiaires, des Radiolaires calcitisés, parfois aussi quelques Rosalines et « Lagenas » (formes mal définies qui, dans le Nord-Constantinois, ne semblent pas dépasser le Sénonien inférieur). Or le sommet du Flysch (la série est renversée, il est vrai) comporte des intercalations calcaires à *Fissurina ovalis*, qui sont peut-être d'âge turonien. Il semble donc qu'il puisse y avoir continuité de sédimentation entre le Flysch et les marnes sénoniennes.

Dans la puissante série marneuse plus méridionale, nous avons noté, au N de la M^{at} Berbouch, une lentille de calcaire rosé ou grisâtre à Foraminifères planctoniques (*Globotruncana* gr. *linnei* var. *bulloides* [VOGLER], *Globigerina* sp., *Gumbelina* sp.) et à Radiolaires (les *Nassellaria*, bien que subordonnés aux *Spumellaria*, sont assez nombreux).

D'autres lentilles calcaires apparaissent à un niveau stratigraphique qui semble plus élevé. La plus importante détermine l'arête portant Dar-beni-Saad : il s'agit, non d'un banc unique, mais d'une série de dalles de calcaire marneux à cassure noirâtre, à patine claire, riches en grands Inocérames¹

1. M. C. Voûte, à qui est due cette détermination, estime qu'il n'est pas tout à fait exclu que ces Inocérames soient à rapporter à *In. regularis* (Campanien-Maestrichtien).

maestrichtiens (*Inoceramus* cf. *planus* MÜNSTER). On observe, sous le microscope, une abondante microfaune : Globigérines, Gumbélines, *Globotruncana caliciformis* (LAPP.), *Sigmoilina* sp.

Des couches à Inocérames existent encore au N de l'Aïn-Djet. Des lavages y montrent une riche microfaune à cachet maestrichtien, avec d'abondantes Rosalines coniques et aussi *Pseudotextularia varians* (RZH.).

3. Nous avons jalonné, grâce à une lame de Trias diapir, la CORDILLÈRE qui, à l'E du Dj. Sidi-Mansour, explique la présence dans le Sénonien de poudingues à éléments jurassiques. On en trouve encore trace au cimetière de la Mat Berbouch. Plus à l'E, dans les Kefs Natour et Dardja, l'axe de cette cordillère vient au jour.

Le premier de ces pitons, simple bloc liasique emballé dans le Trias, ne semble pas avoir déterminé la formation de poudingues dans le Crétacé environnant.

Au SW du Dardja, par contre, les marnes du Crétacé supérieur sont littéralement farcies de blocs de toutes tailles, parfois énormes, empruntés aux proches calcaires liasiques. Un affleurement sénonien subsiste au cœur du Dardja : ici encore, la série débute par des marnes à nodules calcaires jaunes.

4. AU S DE CETTE CORDILLÈRE, on trouve, comme c'était le cas plus à l'W, le Flysch à microbrèches calcaires. Sur la crête du Dj. Berbouch, ce Flysch est extraordinairement plissé, ce qui empêche de saisir clairement ses rapports avec les marnes que nous venons de décrire plus au N. Notons que ce Flysch calcaireux comporte au S du « 894 » (en réalité 864), des lits de poudingues (galets calcaires de 1 à 2 cm).

Autour de la Mat Samta, les rapports entre ce Flysch à microbrèches, les marnes noires éocènes et les grès « numidiens » sont fort ambigus : le Flysch crétacé, parfois très gréseux, semble former le substratum de l'Oligocène, dont il est difficile de le séparer.

Les microfaunes attestent malgré tout l'âge sénonien de ce Flysch.

A l'E de Samta, il a fourni :

Globotruncana arca (forme primitive)
Gl. fornicata
Gl. globigerinoides
Gl. linnei
Globigerinella sp.
Globorotalites micheliniana (D'ORB.)

Gumbelina globulosa
G. cf. paucistriata ALBRITTON
Pseudogumbelina striata
★ *Nonionella* sp.
Pseudoparella sp.

A Sidi-el-Fedjedj, mentionnons :

Globotruncana arca (forme primitive)
Gl. fornicata
Gl. linnei
Gl. marginata

Valvulineria allomorphinoides
Pseudogumbelina striata
Bulimina sp.
★ *Quinqueloculina* sp.

D. Les affleurements sénoniens du chaînon des Zouara

On peut supposer que le Flysch sénonien à microbrèches qui frange l'entablement gréseux « numidien » du chaînon des Zouara au NW (Mat el-Merissa), au N (Dj. Berbouch) et au SW (Draa Sma, Mat Kraroubene), en constitue aussi le substratum. A la faveur d'anticlinaux, la formation à microbrèches réapparaît en effet en plusieurs points au milieu des grès nummulitiques.

Au S du Dj. Msid, ce Flysch est difficile à séparer des couches de base de l'Oligocène. Près de la cote 1111, un lavage a fourni une microfaune, pauvre en individus mais d'âge franchement sénonien :

<i>Globotruncana arca</i> (forme primitive)	★ <i>G. sp.</i>
<i>Gl. arca</i> (forme typique)	<i>Pseudogumbelina striata</i>
<i>Gl. fornicata</i>	
<i>Gl. linnei</i>	<i>Gyroidina sp.</i>
<i>Globigerina sp.</i>	<i>Bulimina sp.</i>
<i>Globigerinella sp.</i>	<i>Pseudoparella cf. texana</i> (CUSH.)
<i>Gumbelina globulosa</i>	<i>Valvulineria allomorphinoides</i>

Au SE de la maison forestière de Beïnen, des marnes grises sont probablement aussi à rattacher au Crétacé supérieur. D'autre part, dans la même région, des dolomies liasiques (Koudiat es-Settara) sont entourées de marnes sénoniennes à galets. Enfin, des marnes grises probablement crétacées affleurent aussi à l'Aïn-Touta et au S de Lalla-Kredidja, où elles émergent sous la poussée d'un diapir triasique.

Le Flysch à microbrèches prend une extension considérable à la bordure sud du chaînon des Zouara, entre l'O. Krerbene et le Draa-bou-Lzazene. A l'E de la Mat bou-Gardaine, il a livré la microfaune sénonienne suivante :

<i>Globotruncana arca</i>	<i>Ellipsonodosaria stephensoni</i> var. <i>speciosa</i> CUSH.
<i>Gl. coronata</i> BOLLI	<i>Quinqueloculina circularis</i>
<i>Gl. fornicata</i>	★ <i>Pseudoparella sp.</i>
<i>Gl. globigerinoides</i>	<i>Allomorphina trochoides</i> (REUSS)
<i>Gl. sp.</i>	<i>Bulimina sp.</i>

E. Le Crétacé supérieur au N et à l'E du Dj. Sidi-Marouf

Au SW du Kef Goussane et au S du Kef Sassenene, le Flysch schisto-gréseux du Crétacé inférieur-moyen est directement en contact avec les marnes du Crétacé supérieur. Nous avons pu dater celles-ci dès leur extrême base.

Au S du Kef Sassenene (pl. 3), nous avons récolté une microfaune franchement sénonienne, mais assez imprécise. Au N de la cote 670, on note l'association suivante :

<i>Globotruncana arca</i> (forme primitive)	<i>Gl. caliciformis</i>
<i>Gl. arca</i> (forme typique)	★ <i>Gumbelina sp.</i>

Sur la rive opposée de l'O. el-Kebir, nous verrons (p. 298) que des niveaux comparables ont livré une association franchement coniacienne.

Dans toute la région au NE du Marouf, la partie inférieure de la série sénonienne est formée par une assez forte épaisseur de marnes noires avec nodules calcaires jaunes épars. La microfaune permet d'y caractériser du Sénonien élevé.

Ainsi, près du marabout 648, sur la piste du Sidi-Marouf, on trouve :

<i>Globotruncana arca</i>	<i>Gumbelina globulosa</i>
<i>Gl. caliciformis</i>	★ <i>G. sp.</i>
<i>Gl. stuarti</i>	<i>Pseudogumbelina costulata</i>
<i>Gl. ventricosa</i>	<i>Ps. striata</i>

D'autre part, au SW du Kef Goussane, un niveau mal situé stratigraphiquement a livré, outre la plupart des formes précédentes, *Globotruncana rosetta* CARSEY.

A peu de distance au S de la zone du Flysch schisto-gréseux, le Sénonien repose directement sur le Jurassique. Ainsi le long du bas Oued-el-Guitoun, des dolomies du Lias inférieur sont surmontées

par le Sénonien qui débute par des marnes à abondants galets calcaires (fig. 54). Plus haut dans ce Crétacé supérieur, on trouve quelques galets isolés.

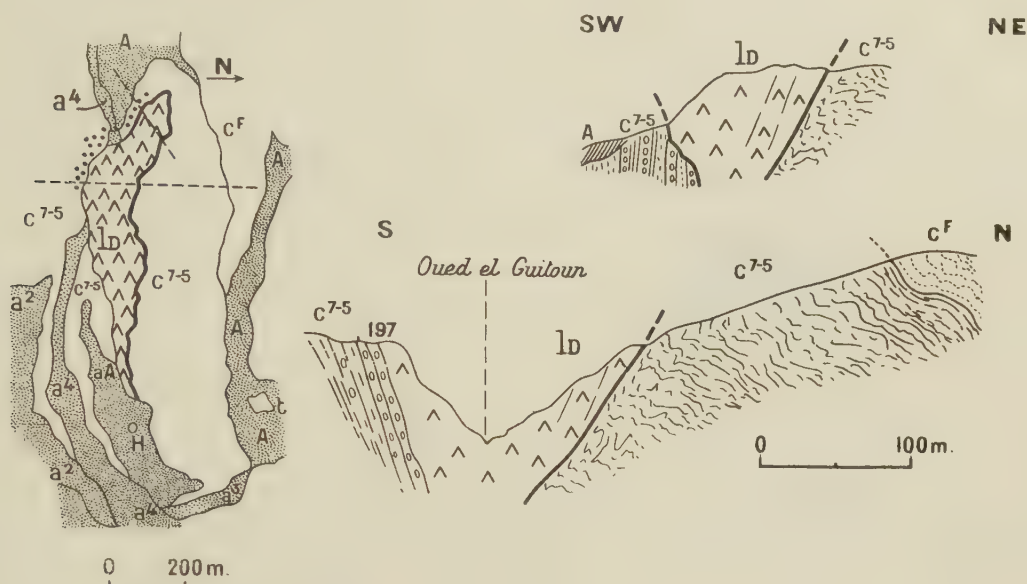


FIG. 54. — Rapports du Sénonien marneux avec le Lias et le Flysch crétacé dans le bas Oued-el-Guitoun. Extrusion de dolomies liasiques (ld) au milieu du Sénonien marneux (c⁷⁻⁵). Au N, ce dernier s'enfonce sous le Flysch (c^f), attribuable au Crétacé inf. et moyen.

A la pointe orientale du Marouf, le Sénonien est, sur une petite distance, en contact stratigraphique normal avec le Jurassique : un puissant conglomérat, comportant des pans calcaires visiblement cimentés au pied d'une falaise, forme la base des marnes noirâtres à nodules jaunes du Crétacé supérieur. Plus à l'E, sur la crête descendant vers le point coté 368, d'abondants galets jalonnent, au sein du Sénonien, la suite de cette cordillère.

Entre Oum-ech-Chabet et la Mat es-Sahil, les marnes à nodules jaunes sont surmontées par des marnes et marno-calcaires à patine blanchâtre du Sénonien supérieur (essentiellement Maestrichtien), riche en Globigérines.

F. Le Crétacé supérieur au S du Dj. Sidi-Marouf

En aval de Graïou, le cours de l'O. Itera suit le contact, disharmonique, entre les marnes litées du Tithonique-Berriasien, au N, et le Sénonien, au S. Ce dernier est littéralement bourré de débris jurassiques (en particulier de Jurassique supérieur), quelquefois roulés, quelquefois encore anguleux, de taille extrêmement variable. Leur ciment montre des fragments d'Échinodermes et de Bryozoaires. Les lits de conglomérats, séparés par des niveaux marneux plus tendres, sont mis en valeur par l'érosion (fig. 55).

Au-dessus de ces conglomérats situés vers la base de la série, les marnes noires du Sénonien sont encore envahies, à des niveaux plus élevés, par des blocs jurassiques bien roulés. Nous en avons remarqué d'énormes. L'un d'eux, visible à 300 m au N de la cote 651, mesure plusieurs centaines de m³ : il a cheminé d'au moins 1 km à partir du relief jurassique le plus proche.

Plus à l'E, le Sénonien repose en discordance sur les terrains néocomiens, liasiques et triasiques de l'anticlinal de l'O. Itera. Le Crétacé supérieur ne débute par un conglomérat qu'en de rares points : ainsi, sur le Lias, au N de Sidi-Taourirt. Près du Hammam Nouaren, le Sénonien est formé, à la base, par des marnes terreuses blanches, contenant des fossiles jurassiques remaniés, essentiellement de formes toarciennes (p. 171) ou du Dogger (p. 212). Quand le Crétacé supérieur surmonte le Trias gréseux, il lui emprunte seulement de très rares galets. Lorsque le substratum est formé par les marnes en plaquettes du Crétacé inférieur, on a de la peine à saisir la trace de la transgression sénonienne. Les marnes deviennent seulement plus fines; elles admettent des nodules jaunes et parfois des lits à Inocérames.

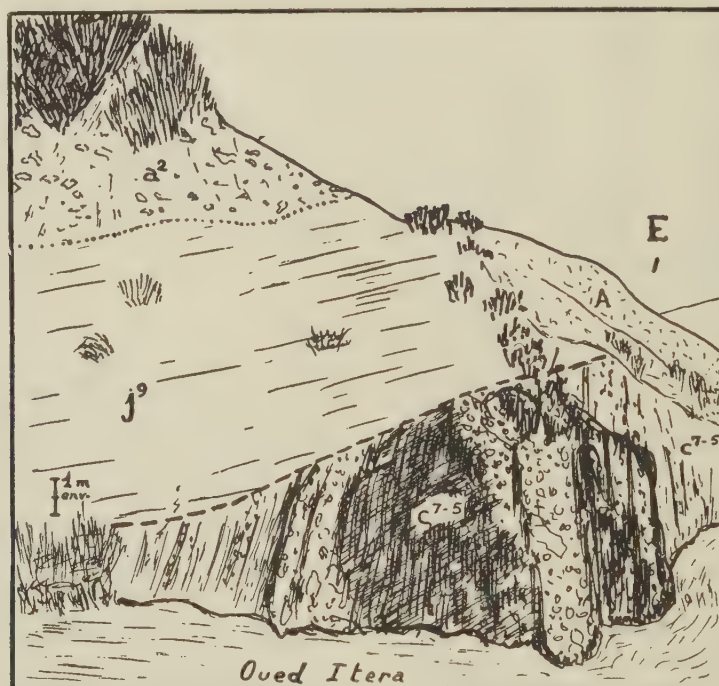


FIG. 55. — Le chevauchement méridional du Dj. Sidi-Marouf.
Sénonien (c⁷⁻⁵) marneux et conglomératique, vertical sous le Tithonien (j[°]) renversé
du flanc S du Marouf. Alluvions : a². Éboulis : A.

Au S de l'O. Itera, le Sénonien remplit le fond d'une zone synclinale. Sa partie inférieure comporte quelque 500 m de marnes noirâtres avec minces niveaux à galets. L'un de ces épisodes détritiques est daté, à la cote 222, du Sénonien franc par une microfaune pauvre, visiblement remaniée (sur place) :

Globotruncana arca
Gl. linnei

Pseudogumbelina striata
Globigerina sp.

La série se poursuit par des marnes plus claires, avec des niveaux de calcaires à Inocérames (crête 314). Vers le point 453, ces marnes ont fourni une riche microfaune maestrichtienne avec des Ostracodes et :

Globotruncana arca
Gl. caliciformis
Gl. contusa

Marssonella oxycona
Dentalina catenula REUSS
Palmula sp.

Gl. falsostuarti SIGAL

Gl. globigerinoides

Gl. lamellosa SIGAL

Gl. linnei

Gl. plicata WHITE

Gl. rosetta

Gl. stuarti

Globigerina sp.

Rugoglobigerina rugosa (PLUMM.)

Arenobulimina sp.

Quinqueloculina circularis

Gumbelina globulosa

G. plummerae LOETT.

Pseudogumbelina striata

Ps. costulata

Ventilabrella eggeri CUSH.

★ *V. sp.*

★ *V. sp.*

Valvulineria allomorphinoides

Reussella szajnochae (GRZYB.)

L'association *Globotruncana falsostuarti*-*Gl. lamellosa* est typiquement maestrichtienne.

Enfin, au S de Fedj-Mahraza, en descendant vers Sidi-Merouane, une bande de Flysch à microbrèches s'intercale, dans une situation structurale bizarre, entre les grès « numidiens », à l'W, et les marnes éocènes, à l'E. Ce Flysch est probablement sénonien : à la Mat el-Betom, nous y avons noté un Inocérame, englobé dans un lit de calcite à structure « beef ».

G. Le Crétacé supérieur dans le massif du Moul-ed-Demamene

Ce massif est constitué par la superposition de plusieurs unités tectoniques. Le Sénonien y forme des affleurements plus importants que nous ne l'avions d'abord cru. Notre description commencera par les unités supérieures.

1. AU NW D'EL-AKBIA, des schistes crétacés se montrent coincés entre des calcschistes à séricite paléozoïques, au-dessus, et des dolomies jurassiques (écaïlle du Dra-el-Kasba) au-dessous. On trouve en continuité de bas en haut, d'abord des marnes grises en plaquettes, puis des schistes à rognons gréseux (Flysch). Au sein des marnes, des lits plus calcaires à structure micronoduleuse contiennent des débris d'Échinodermes (radioles d'Oursins) et des Foraminifères : Globigérines (TF), Gumbélines (R), Rosalines (F). Ces dernières (*Globotruncana caliciformis*, *Gl. linnei*, *Gl. cf. rosetta*, *Gl. marginata*, *Gl. stuarti* ?) indiquent soit le Campanien élevé, soit le Maestrichtien.

2. Dans les copeaux de charriage subordonnés à l'écaïlle du Dra-el-Kasba, à l'E DE KALDOUN-LEKHAL, le Crétacé supérieur est certainement représenté (la planche 3 ne l'indique pas) sous l'aspect de schistes à rognons microbréchiques, faisant partie intégrante du Flysch primitivement dit crétacé moyen.

Ces rognons, en lame mince, sont constitués par des fragments de silex, de quartzites, de grès micacés, de micaschistes (?) très altérés, avec d'assez nombreux grains de quartz : le tout est englobé dans un ciment de calcite bien cristallisé, chargé d'oxyde de fer.

Quelques Rosalines sont visibles dans ces rognons microbréchiques. Suivant J. Magné, la plupart sont des formes bicarénées, tronconiques ou assez hautes : quoique indéterminables spécifiquement, elles caractérisent le Sénonien élevé.

3. Le Crétacé supérieur n'a pas encore été mis en évidence dans l'ÉCAÏLLE DE TISSIMIRAN. Son existence est cependant vraisemblable, à la partie supérieure du Flysch dit « crétacé moyen », en raison de l'analogie de faciès avec les assises de l'unité ci-après.

Dans l'ÉCAÏLLE DES KEFS, subordonnée à la précédente, la présence de Sénonien est certaine. Le mérite de sa découverte est dû à L. Duplan (1953) qui a signalé succinctement « des Rosalines

sénoniennes » en deux points du Flysch que nous considérons jusqu'alors en totalité comme d'âge crétacé moyen : d'une part au NE du point 559 (A. Kech.; $x = 822,1$; $y = 379,8$); d'autre part au SE immédiat de Tissimiran ($x = 820,4$; $y = 380,0$).

Ces deux faits soulignent l'acuité du problème de l'âge du Flysch schisto-gréseux de cette unité, les niveaux à Rosalines étant situés non loin au-dessus des marnes du Barrémien.

Au S du Kef Hajar-Barka, ce Flysch admet des passées calcaireuses (mimant les schistes calcaireux du Crétacé inférieur) et des horizons à microbrèches calcaires. Celles-ci nous ont fourni, en lavage, à 380 m au SSE de la cote 559, une microfaune mal conservée mais d'âge sénonien certain (peut-être sénonien moyen, selon J. Magné) :

Globotruncana elevata BROTZEN

Gl. fornicata

Gl. sp. p.

Ventilabrella sp.

Globigerina sp.

4. AU SE DU KEF BOU-RHALEB, sur le Flysch schisto-gréseux autochtone ou parautochtone, appartenant au Crétacé moyen, se placent, dans une position structurale bizarre, des marnes schisteuses jaunâtres, d'aspect terreux, avec quelques nodules de calcaires roux et de très rares galets jurassiques. Le macrofaciès est ambigu : il peut aussi bien s'agir de Barrémien (qui, à 2 km à l'E, présente précisément ce même aspect) que de Crétacé supérieur.

En lame mince, des lits calcaires montrent de nombreux spicules de Spongiaires, des Radiolaires calcifiés de toute taille, parfois très abondants, divers Foraminifères (*Globotruncana* s.l., Globigérines, Gumbélines) et de rares prismes d'Inocérames. Le faciès est voisin de celui du Sénonien basal du NW du Kef Dardja.

Plusieurs lavages de marnes provenant de cet affleurement n'ont livré que de rarissimes Rosalines, peu caractéristiques d'ailleurs (*Gl. arca*) et de très petites Globigérines. Il convient de noter que le résidu des lavages contient des quartz bipyramidés empruntés vraisemblablement au Trias.

5. ENTRE L'O. EL-KEBIR D'EL MILIA ET ARAGO, l'ensemble charrié du Moul-ed-Demamene chevauche vers le S une série argilo-marneuse, qui repose par ailleurs sur les marnes sénoniennes de l'autochtone plus méridional. Cette série montre des faciès assez particuliers et nous avait paru, à un premier examen, passer en continuité au Néonummulitique d'Arago. Aussi, bien qu'elle fût demeurée azoïque, l'avions-nous attribuée à l'Oligocène : les planches 1, 3, 7 et 8 portent une telle indication. En réalité de nouveaux matériaux récemment recueillis prouvent qu'il s'agit d'un Flysch crétacé assez spécial, comportant sans aucun doute des niveaux sénoniens. Il forme une unité tectonique supplémentaire.

A. ENTRE L'OUED-EL-KEBIR ET EL-AKBIA, cette série atteint environ 300 m d'épaisseur. Elle repose presque à l'horizontale sur les marnes sénoniennes classiques de l'autochtone, normalement surmontées en continuité, à quelque distance vers le SE, par la série éocène.

Une bonne coupe est offerte par la croupe montant du point 221 vers El-Akbia. Sur les marnes autochtones, datées d'un niveau élevé du Sénonien (p. 298), viennent, probablement en superposition anormale, des schistes argileux gris ou gris-verdâtre, passant vers le haut à un Flysch schisto-gréseux.

Des intercalations de microbrèches, dans ce Flysch, ont montré, à la cote 221, des Rosalines (*Globotruncana* sp.), des Globigérines, des « Lagenas » et quelques *Fissurina ovalis*. Le matériel détritique comporte essentiellement des calcaires argileux, souvent à Fissurines, remaniés *in situ*, des grains anguleux de quartz (de l'ordre de 1/10 de mm), un peu de glauconie.

Ces assises attribuables au Turonien-Sénonien inférieur (?) admettent, plus haut dans la topographie, de grosses lentilles de phtanites noirs. La plus élevée est surmontée d'argilites calcaires à petits bancs calcaires, d'âge extrêmement douteux¹.

En montant encore dans la topographie, on rencontre des assises aux faciès très variés, tout à fait inhabituels. Le sentier allant de la cote 221 à El-Akbia en donne une excellente coupe (fig. 56) :

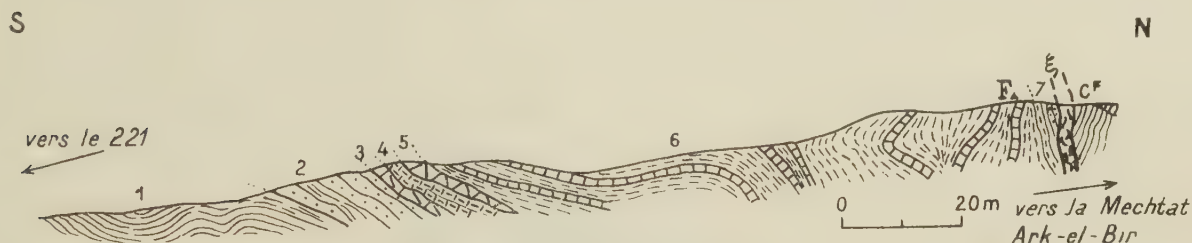


FIG. 56. — Coupe de la série crétacée détritique au S immédiat d'Ark-el-Bir.

z, micaschistes; c', Flysch schisto-gréseux de l'échelle des Kefs. La numérotation (1 à 7) est expliquée dans le texte.

1. Flysch schisto-gréseux typique,
2. Flysch avec intercalations de grès tendres à traces végétales (10 à 15 m),
3. Brèche calcaire à ciment gris,
4. Calcaires gris en petites dalles et à lits siliceux,
5. Brèche calcaire à ciment rouge (les termes 5, 4 et 3 ont au total de 6 à 8 m d'épaisseur),
6. Marnes grises à minces lits de calcaire à grain fin (de l'ordre de 100 m),
7. Flysch typique.

La brèche 3 comporte, dans un ciment plus ou moins recristallisé à très rares Rosalines (?) et Globigérines, des débris ayant jusqu'à 2 cm, résultant d'un remaniement quasi sur place : calcaires pseudoolitiques à fragments d'Échinodermes, Siphonées et Bryozoaires, calcaires à grain fin, phtanites à spicules de Spongiaires et débris d'Inocérames.

Les calcaires 4 ont une structure graveleuse. Ils sont riches en microorganismes (« Lagenas » et Rosalines s.l.), en spicules et en débris détritiques très fins (muscovite). Les intercalations siliceuses montrent de petites balles sphériques (« Lagenas » silicifiées ou Radiolaires).

Les brèches 5 tiennent leur couleur de leur richesse en oligiste. Le ciment comporte en outre de la calcite, un peu de glauconie et de nombreux grains de quartz. Les débris remaniés sont identiques à ceux des brèches 3 : calcaires graveleux; calcaires à grain fin; calcaires grossièrement cristallins; calcaires à Rosalines (*Globotruncana* sp.), « Lagenas », Fissurines et spicules; phtanites... Des fragments d'Inocérames, des *Globotruncana* et *Gumbelina* sont visibles dans le ciment de la brèche. On peut évoquer pour celle-ci un âge sénonien (?).

Les lits calcaires interstratifiés dans les marnes 6 sont très minces (5 à 10 cm en moyenne), de patine jaunâtre mais gris à la cassure. Plus ou moins argileux, ils sont restés rigoureusement azoïques. Par contre, au point marqué F (fig. 56), les marnes ont livré une microfaune du Sénonien probablement supérieur, apparemment sans remaniement ni mélange (J. Magné) :

Globotruncana cf. *stuarti*
Gl. arca
Gl. fornicata

Rzehakina epigona var. *lata* CUSH. et JARV.
Rugoglobigerina sp.
Bulimina sp.

1. Une pierre volante provenant peut-être de cet horizon a en effet montré une association de Calpionelles du Berriasien, avec leur habituel cortège de Fibrosphères...

A 200 m à l'W de la crête dont nous venons de détailler la constitution, on relève le long de l'oued descendant d'Ark-el-Bir, une coupe un peu différente (fig. 57) :

1. Flysch schisto-gréseux typique,
2. Grès sableux (6 à 10 m),
3. Argilites rouges à passées détritiques brunâtres et passées vertes (20 m visibles, sous une lame de micaschistes).

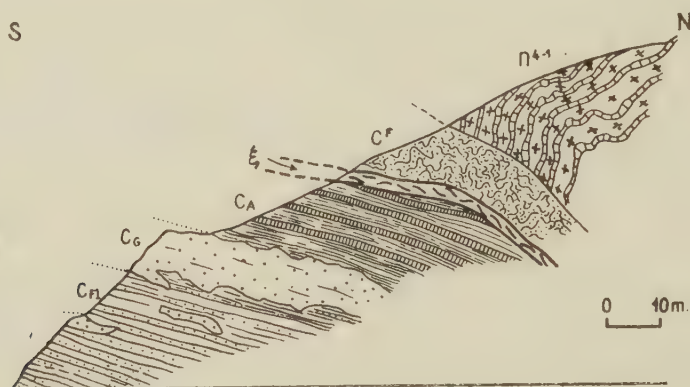


FIG. 57. — Coupe du Crétacé au SW d'Ark-el-Bir.

Aspect du flanc ouest du ravin descendant d'Ark-el-Bir. On trouve de haut en bas : l'écaille des Kefs (n^{4-1} , Néocomien; c^f , Flysch schisto-gréseux), une lame de micaschistes (ξ), l'écaille d'El-Akbia (c , série sénonienne variée : Crl , Flysch; Cg , grès blancs; CA , argilites à bancs calcaires).

Le niveau de grès se suit¹, avec des variations de puissance, jusque vers El-Akbia, où il acquiert une grande épaisseur et se divise en deux bandes, peut-être à la suite d'un repli. On trouve d'ailleurs, non seulement des grès sableux tendres, mais aussi des niveaux beaucoup plus durs à faciès « numidien » (piton 523).

Ces derniers, sous le microscope, se montrent exclusivement quartzeux. Des grains assez gros (jusqu'à 1 mm), bien roulés, sont noyés parmi d'autres, de taille très variable et d'autant plus anguleux que cette dernière est plus petite. On remarque aussi des phyllites détritiques et du sphène, mais en quantités négligeables.

Les argilites rouges que montre le ravin d'Ark-el-Bir se retrouvent sporadiquement plus à l'E. Vers El-Akbia, elles accompagnent des marnes à lits de calcaires à grain fin (cf. terme 6 de la fig. 56). Ces marnes montrent parfois des lits de fins conglomérats à petits galets de quartz, de calcaires et dolomies jurassiques, de phtanites à Radiolaires...

B. ENTRE EL-AKBBIA ET LA Mat BENI-HAÏ, l'avancée vers le S de la nappe bordière à matériel paléozoïque ne laisse subsister, au-dessus du Sénonien autochtone, que les premiers niveaux du « Flysch » sénonien. Le faciès de ce dernier est tout à fait typique. On y trouve des lentilles gréseuses et des barres de phtanites.

A l'E de la Mat Hamdije (S. Dr.; $x = 824,75$; $y = 377,85$), un banc calcaire interstratifié dans ce Flysch a montré l'association classique : petites Globigérines, petites Gümbélines, Fissurines (*Fiss. ovalis*).

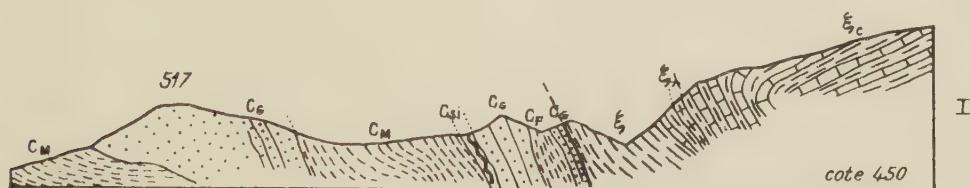
1. Les galets notés dans la série marneuse « oligocène » au SE d'El-Akbia (pl. 3) sont en réalité des pierres volantes d'origine variée, apportées par l'homme.

C. A L'E DE SIDI-RHIAT, on retrouve un puissant complexe, analogue à celui du S d'Ark-el-Bir. Une coupe le long de la croupe 517 montre une série plongeant faiblement vers le NW et qui comporte, au-dessus des marnes sénoniennes autochtones (fig. 58, coupe I) :

1. Flysch typique : argilites très riches en minces niveaux gréseux,
2. barre gréseuse,
3. argilites à bancs calcaires (C_M de la fig. 58-I),
4. grès sableux de la cote 517 (C_G),
5. argilites à petits bancs calcaires (C_M),
6. niveau de phtanites (C_{SI}),
7. niveau de grès sableux (C_G),
8. Flysch typique (C_F) : argilites marneuses gris-vert, se terminant parfois, contre le Paléozoïque, par des lits de grès (C_G).

S55°E

N55°W



S30°E

N30°W

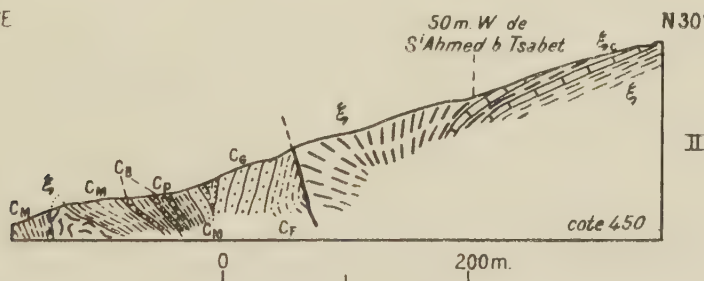


FIG. 58. — Coupes du Crétacé détritique autour de la Mechtat Beni-Haï.

ξ, schistes satinés; ξ c, calcschistes à sérécite; ξ λ, porphyroïdes(?); C, Crétacé à faciès détritique (voir le texte).

Les apparentes répétitions de niveaux sont pour une part d'ordre stratigraphique et, pour le reste, attribuables peut-être à des replis : d'autant que, juste à l'E de là, ce complexe comporte des horizons à Nummulites (p. 358).

Le niveau 3 admet, autour de la cote 372, de nombreux bancs de phtanites, pris par L. Joleaud (1910) pour des lydiennes carbonifères. Immédiatement sous la barre gréseuse 4, un banc calcaire, le long du sentier à l'E de l'Aïn-es-Sefela, a montré de petites Gumbélines, de nombreux Radiolaires calcitisés et de probables Fissurines (*Fiss. ovalis*).

A l'E de la coupe décrite, le niveau 4 admet à son toit des marnes rouges. Le niveau 5 est riche en lits de calcaires à grain fin, de grès calcaireux, et en lentilles de brèches calcaires.

Celles-ci sont constituées par d'innombrables petits galets calcaires, d'origine variée, en particulier de calcaires à Fissurines (*Fiss. ovalis*) et à « Lagenas ». Dans le ciment, formé de calcite bien cristallisée, on trouve des Orbitolines¹ albo-aptiennes à test extrêmement détritique, probablement

1. Détermination de M. M. Lys.

remaniées (*Orbitolina lenticularis*), et d'autres organismes vraisemblablement autochtones : *Globotruncana* (s.s.) et « Lagenas ». La formation semble à rapporter au Turonien-Sénonien inférieur.

Une coupe intéressante, mais pas très claire, peut être relevée au S de Sidi Ahmed-ben-Tsabet. Le sentier qui conduit à la Mat Beni-Haï recoupe une lame de micaschistes, isolée en avant du Moul-ed-Demamene. Au N de celle-ci, on rencontre (fig. 58, coupe II) :

1. marnes lie-de-vin à lits de calcaires à grain fin (Cm), à bandes siliceuses grises; intercalations de phtanites violacés ou verdâtres; au sommet, marnes noires et calcaire blanc schisteux,
2. marnes grises avec intercalations de poudingues (Cp) et de brèches calcaires (Cb),
3. grès blancs fins, sableux (Cg), en gros bancs (plus de 1,50 m en général) formant la cote 571,
4. Flysch (Cf) : argilites grises à petits bancs calcaires et lits de grès fin quartziteux.

Les calcaires du niveau 1, très argileux, possèdent un grain très fin. Ils sont riches en paillettes de muscovite détritique. On remarque quelques *Fiss. ovalis* et de nombreux Radiolaires calcitisés. Les lits siliceux sont de vrais phtanites : des fantômes de Radiolaires (essentiellement *Spumellaria*) apparaissent sur un fond de calcédonite, plus ou moins chargé de matières argileuses et de carbonates.

Le calcaire blanc schisteux au sommet du niveau 1 montre, lui aussi, d'incontestables Fissurines.

Les conglomérats du niveau 2 ont un ciment très réduit, avec de petits amas de glauconie. Les restes organiques y sont rares : débris d'Échinodermes, « Lagenas » et Rosalines (s.l.). Les galets sont souvent empruntés au Jurassique : calcaires cristallins de grains très variés; calcaires à débris d'Échinodermes; calcaires à Polypiers; calcaires oolitiques. On remarque en particulier des fragments de calcaires à Radiolaires et à zoospores de *Globochaete alpina*. De nombreux autres éléments résultent manifestement du remaniement quasi sur place du Crétacé : phtanites, parfois à Radiolaires. Des grains de quartz sont empruntés, eux, au socle métamorphique.

H. Le Crétacé supérieur entre Moul-ed-Demamene et Beni-Haroun

Le Sénonien règne dans une large zone synclinale, orientée E-W. Dans ce paragraphe, nous décrivons seulement la coupe N-S, visible le long de la route nationale de Constantine à El Milia, qui remonte la rive droite de l'O. el-Kebir en amont de Bin-Lakhdar (fig. 59).

1. LE BORD SEPTENTRIONAL de la zone synclinale est intensément bousculé. Le Crétacé supérieur, renversé sous le Flysch, débute par des marnes grises du Sénonien inférieur.

Au SW de Dra-di-Mira, le long de la route nationale, elles ont livré :

<i>Globotruncana arca</i> (forme primitive)	<i>Gl. lapparenti</i> BROTZEN
<i>Gl. arca</i> (forme typique)	<i>Gl. linnei</i>
<i>Gl. angusticarinata</i> GANDOLFI	
<i>Gl. fornicata</i>	<i>Quinqueloculina circularis</i>
<i>Gl. globigerinoides</i>	<i>Gumbelina globulosa</i>

Si l'on prend en considération l'association de *Gl. lapparenti* et *Gl. angusticarinata*, on est amené à attribuer à la microfaune ci-dessus un âge sénonien inférieur.

Le Sénonien se poursuit par d'épaisses marnes schisteuses noires, très redressées, contenant quelques gros nodules calcaires jaunes, bien visibles dans le talus de la route nationale au N de l'O. Raraf. C'est sensiblement à ce niveau que se placent les marnes que surmonte l'unité d'El Akbia-Beni Haï (dont il a été question au paragraphe précédent). Sur le sentier situé à 200 m à l'W de la cote 221, ces marnes autochtones sont attribuables à du Sénonien élevé, car elles ont fourni la microfaune suivante, pauvre et mal conservée il est vrai (J. Magné) :

<i>Globotruncana fornicata</i>	<i>Gl. sp.</i>
<i>Gl. stuarti</i>	<i>Gumbelina sp.</i>

Au S de l'O. Raraf, la série continue par des marnes schisteuses riches en bancs calcaires : des Rosalines à tour haut y indiqueraient déjà du Maestrichtien franc.

2. PLUS AU SE, une seconde coupe partielle, dont les relations avec la précédente sont encore ambiguës, peut être relevée au NE de l'O. Daouri, le long d'une ligne de crête. On a de bas en haut, schématiquement :

1. bancs calcaires avec délit marneux (recoupés par la route nationale),
2. marnes riches en bancs calcaires (env. 200 m d'épaisseur) se terminant, vers la cote 341, par un niveau de marnes blanches à nodules jaunes,
3. schistes calcareux noirs (100-150 m) avec quelques très rares galets calcaires,
4. niveau de puissance irrégulière (100 m au plus) de marno-calcaires noduleux (au SE du point 568).

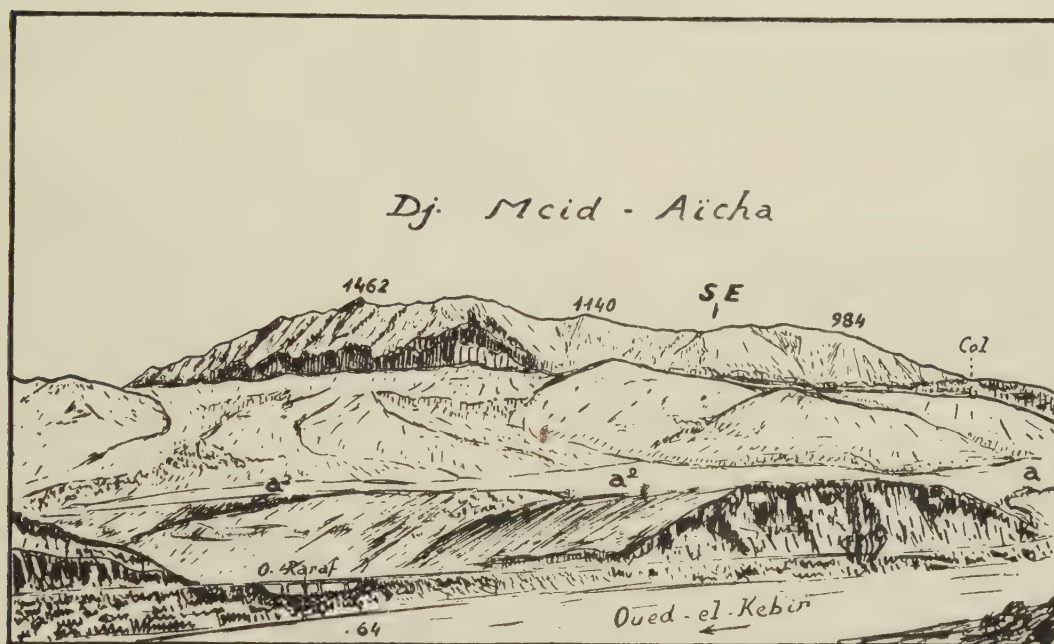


FIG. 59. — La dépression en marnes sénoniennes au N du Mcid-Aïcha.
La dépression et les collines sont taillées dans le Sénonien. A l'horizon, calcaires jurassiques du Mcid-Aïcha. Terrasses alluviales : a², a.

Le niveau 1 a fourni : *Globotruncana* cf. *caliciformis*, *Gl. gr. lapparenti-tricarinata* (QUER.), *Gl. marginata*, *Gl. cf. stuarti*. C'est déjà du Sénonien relativement élevé. Le sommet des couches 2 montre en lame mince des Rosalines à loges hautes, très dissymétriques, rappelant, d'après J. Sigal, des espèces du Sénonien supérieur de Turquie. Le terme 3 contient, vers sa partie moyenne, un niveau de calcaires à Rosalines indéterminables; un peu plus haut, nous avons recueilli un Oursin¹, très écrasé (*Echinocorys* sp.?).

Vers son sommet, le niveau 3 admet de minces bancs calcareux, à cassure grise, à patine jaunâtre, ne se différenciant macroscopiquement des multiples intercalations marno-calcaires du Sénonien que par leur rugosité au toucher et leur faciès un peu sableux. Il s'agit de *spongolites*.

1. Détermination du Général M. Collignon.

Une lame mince permet de distinguer, dans un fond de calcite, d'argile et d'oxyde de fer, d'innombrables bâtonnets longs de 50 à 150 μ , formés de silice chargée de calcite limpide. Certains d'entre eux montrent des traces de canal axial; d'autres ont une allure légèrement courbe. Il semble s'agir de spicules de Spongiaires, particulièrement courts.

A côté de ces spicules, on distingue des corpuscules arrondis, beaucoup plus rares : en dépit de leur silification partielle, on reconnaît en eux des Globigérines.

3. AU S DU CONFLUENT DE L'O. ITERA, s'amorce la remontée de la zone synclinale dont nous venons de décrire le flanc nord et la partie moyenne. On trouve, à l'aplomb du Meid-Aïcha, aux Beni-Haroun, une lame de Lias (Kala-et-Touma) qui a percé sa couverture et joué, au cours du Crétacé supérieur, un rôle de cordillère. La série sénonienne environnante est très variable. Nous examinerons successivement le flanc nord, le flanc sud, le bord ouest et le bord est de cette lame des Beni-Haroun.



FIG. 60. — Rapports du Sénonien avec son substratum dans la région des Beni-Haroun. Anticlinaux complexes montrant : t_g , Trias schisto-gréseux; l^{s-1} , Lias inf. à Pliensbachien; l^s , Domérien; l^7 , Toarcien. Sénonien (c^{7-5}) discordant, redressé contre le Lias. Faille (F... F).

A. Sur le flanc nord, le long de la route nationale (fig. 60), on note du S au N, en légère discordance sur le Lias moyen, la succession suivante :

1. schistes calcaires blanchâtres (30 m), bien lités, avec petits bancs de calcaire dur et niveaux de conglomérats assez grossiers,
2. lentille (6 m) de conglomérats massifs à éléments jurassiques,
3. marnes schisteuses noires (8 m) avec galets épars,
4. schistes très calcaires (15 m visibles) blanc-jaunâtre, avec nombreux petits bancs (épais de 5 à 10 cm) de calcaire dur.

Un banc calcaire au sommet du niveau 1 a montré, outre des Globigérines crétacées, des spicules de Spongiaires et quelques « Lagenas » : le microfaciès est voisin de celui du Sénonien basal des zones

plus septentrionales. Un lavage à l'extrême base du niveau 3 a fourni une association d'âge sénonien supérieur :

Globotruncana arca
Gl. fornicata
Gl. stuarti

Globigerina sp.
Rugoglobigerina rugosa
Gumbelina sp.

D'autre part, sur le chemin montant vers El-Bedsi, dans des assises calcaires qui doivent appartenir au niveau 4, on rencontre un abondant plancton (*Globotruncana* cf. *linnei*, *Gl.* cf. *stuarti*), avec de très nombreux spicules et d'innombrables débris d'Inocérames.

Plus au N, au delà de l'oued descendant d'El-Bedsi, les assises sénoniennes deviennent de moins en moins calcareuses et prennent une teinte foncée. Sur quelque 500 m d'épaisseur (?), on traverse ainsi des marnes schisteuses noires, fines, très homogènes, sans intercalations calcaires ni nodules jaunes.

Elles sont couronnées, entre les cotes 132 et 261, par des marnes à bancs calcaires, formant la suite de la barre à Inocérames du NE d'Arch-el-Kanndoul (sur l'autre rive du Kebir). Ce niveau¹ semble s'évanouir vers l'E, au sein des marnes. Il est constitué essentiellement sur la route nationale par un banc calcaire de 1,50 m d'épaisseur.

Outre de nombreux petits spicules, ce calcaire contient un abondant plancton dont : *Globotruncana* gr. *arca*, *Gl.* gr. *caliciformis*, *Gl.* gr. *lapparenti*, *Gl.* gr. *stuarti*. Il s'agit d'un niveau élevé du Sénonien.

B. *Sur le flanc sud du Kala-et-Touma*, directement au-dessus du Trias supérieur schisto-gréseux, est appliqué un conglomérat massif, très grossier, polygénique mais à éléments surtout jurassiques, épais d'une trentaine de mètres. Il a donné lieu à maintes interprétations (ANONYME, 1924). Si les uns (dont Léon Bertrand) y voyaient une brèche mécanique, d'autres (Brives, M. Dalloni, F. Ehrmann) imaginaient qu'il s'agissait de Lias supérieur disloqué, tandis que P. Deleau (1938 c, fig. XXVII) figurait à cet emplacement un simple cône d'éboulis.

Sur l'actuel talus de la route nationale, on peut voir à l'évidence (cf. : EHRMANN et STRALLEN, 1937) la nature conglomératique de cette formation² : les galets calcaires, plus ou moins roulés, sont emballés dans une gangue marno-schisteuse, qui a montré (J. Magné) :

Globotruncana fornicata (AR)
Gl. sigali REICHEL (AR)
Gumbelina deflaensis SIGAL (R)...

D'après J. Sigal (1955), cette dernière espèce caractériserait le Santonien.

C. *A l'W du rocher des Beni-Haroun*, sur la rive gauche du Kebir, les couches liasiques, verticales, orientées E-W, sont ravinées et recouvertes sur la tranche par le Sénonien, riche en galets de toute taille.

A 1 km plus à l'W, près du col du marabout Moul-Fech, des calcaires ont livré de grands Inocérames, à cachet sénonien moyen d'après C. Voûte : la microfaune de ces niveaux, pauvres en Rosalines, ne permet pas de préciser davantage. Peut-être les calcaires à Inocérames du rocher 290, au NE de la Mat Mzalmat, sont-ils du même âge.

D. *A l'E du Kala-et-Touma*, en revenant sur la rive droite de l'O. el-Kebir, on suit vers l'E, au delà de la route nationale, la bande de conglomérats, datés du Santonien, que nous avons citée plus

1. L. Joleaud (1910 b), suivi par P. Deleau (1938 c, pl. XXXIV), y voyait un synclinal pincé de calcaires éocènes.

2. On distingue assez mal le pendage des bancs (qui devaient être, de par la nature même de la roche, redressés dès l'origine) par suite du développement de surfaces de schistosité subhorizontales, elles bien visibles.

haut. Au S, elle est en contact, certainement anormal, avec de l'Éocène marneux ou calcaire. De plus, entre le Lias-Trias du Kala-et-Touma et les conglomérats santoniens, s'intercalent, en biseau, des couches d'un faciès assez particulier. Ainsi, à la pointe sud-est du Kala-et-Touma, on trouve, reposant sur (ou plutôt contre) le Trias gréseux :

1. schistes calcaireux blancs, en plaquettes (50 à 80 m),
2. schistes plus sombres, non calcaireux (à partir de la cote 371),
3. conglomérats (à blocs de calcaires lités de l'Infralias, de dolomies du Lias inférieur, de calcaires à silex d'un Lias plus élevé) avec gangue de schistes terreux jaunâtres admettant des nodules calcaires allongés.

Les niveaux 2 et 3 totalisent une cinquantaine de mètres. Le niveau 1, comme l'a vu P. Deleau, ressemble à du Néocomien : mais la totale absence de faune, en particulier d'*Aptychus*, conduit à douter d'un tel âge. En tout cas, les nodules de calcaire gris ou noir, de patine jaunâtre, du niveau 3 sont extrêmement riches en Radiolaires calcitisés. Malgré une recristallisation qu'explique l'écrasement subi par ces roches, le faciès rappelle celui du Sénonien inférieur du NW du Dardja. La microfaune récoltée au bord de la route nationale, à ce même niveau, confirme cette impression.

Les termes 1 et 2 pourraient ainsi représenter le Coniacien ou même des assises antésénoniennes.

I. Le Crétacé supérieur entre le Moul-ed-Demamene et Fedj-el-Mekta

La zone synclinale, orientée E-W, dont nous venons de décrire une transversale suivant le méridien d'El Milia, entre Bin-Lakhdar et les Beni-Haroun, se poursuit vers l'E. Son cœur comporte de larges affleurements éocènes, du Kef Sidi-Bend-en-Nissane au Dj. Mechnouah.

Au N de cet Éocène, le Crétacé supérieur autochtone, intensément plissé, est bien visible entre le Moul-ed-Demamene (Beni-Haï) et Fedj-el-Mekta.

En contact au N avec le Flysch schisto-gréseux crétacé, le Sénonien présente sur le méridien d'El-Ma-Raked une série marneuse dont l'épaisseur dépasse certainement 500 m; elle est couronnée vers le point 479 par l'Éocène.

L'extrême base du Crétacé supérieur n'a pu être datée. Cependant, sur la crête à l'E du Chabet bou-el-Ancel, environ à 50 m au-dessus du toit du Flysch (dont la limite, quoique franche, est manifestement normale), nous avons recueilli : *Globotruncana* sp., *Gumbelina globulosa*, *G.* sp., *Pseudogumbelina striata*. On est déjà dans du Sénonien élevé, semble-t-il.

Plus haut, les marnes sénoniennes présentent des intercalations de marno-calcaires rognonneux et de marnes à patine claire. Au voisinage de ces marno-calcaires, on remarque fréquemment des lits de calcite à structure « beef », qui suivent manifestement les plis du Crétacé. Ainsi, sur la piste d'Arago vers Souk-el-Had, on rencontre de telles veines au NE du point 471 et à l'W de la cote 473. En ce dernier secteur, elles sont situées au voisinage de marno-calcaires noduleux, mal datés : *Biglobigerinella* sp., *Globigerina* sp., *Bulimina* cf. *trinitatensis* CUSH. et JARV.

Sur la piste d'El-Karn, 250 m à l'W du point 388, un niveau de calcaires, parfois riches en spicules d'Éponges, homologue possible du précédent, est bien daté du Maestrichtien franc (avec les espèces-repère : *Globotruncana falsostuarti*, *Gl. lamellosa*, *Gl. rosetta*). On semble être à plus de 500 m au-dessus du Flysch schisto-gréseux.

Il existe aussi, un peu à tous les niveaux, quelques lentilles de calcaires compacts. L'une d'elles, à l'ENE de l'Aïn-Amchir, atteint environ 100 m³. Elle est couverte de petits Inocérames. Dans les marnes grises qui l'enveloppent, on note l'association suivante, du Sénonien élevé :

Globotruncana arca
Gl. fornicata
Gl. globigerinoides

Pseudoglandulina cf. *bistegia* (OLZEWSKI)
Ps. manifesta (REUSS)
★ *Planulina* sp.

Gl. marginata
Gl. stuarti
Globigerina sp.p.
Marginulina cretacea CUSH.
Vaginulina cf. *multicostata* CUSH.
Palmula sp.
Quinqueloculina sp.

Pseudoparella sp.
Allomorphina cf. *whangaia*
Bulimina cf. *spinata* CUSH. et CAMP.
★ *Gumbelina* sp.
Pseudogumbelina striata
Ventilabrella eggeri CUSH.
Pseudotextularia varians

J. Le Crétacé supérieur au N du Mcid-Aïcha et du Kef Sema

Nous sommes maintenant au flanc méridional du synclinal à fond éocène dont nous venons d'examiner la remontée septentrionale. Ici, la structure est relativement simple. On pourrait donner une stratigraphie lithologique valable, si les variations latérales de faciès n'étaient pas la règle. L'épaisseur mesurable du Sénonien varie de 1.000 à 1.200 m.

Ce Crétacé supérieur repose en discordance majeure sur les assises plissées du Trias ou du Lias, mais on ne saisit le fait qu'en un point au SW de Gasseras et surtout dans la zone à l'E de Zerarga, aux abords du Kef Sema.

Notre description se fera de l'W vers l'E.

1. A L'EXTRÉMITÉ NORD-OUEST DU MCID-AÏCHA, le contact du Crétacé supérieur et de son substratum n'est visible que sur une distance de 200 m, au SW de la Mat Gasseras. La série est renversée. On trouve ainsi de haut en bas :

1. calcaires marneux à lits marneux blancs, à *Hildoceras bifrons* (Toarcien),
2. en discordance, un horizon marneux avec blocs roulés (calcaires oolitiques jurassiques),
3. marnes schisteuses grises, avec intercalations de marnes calcaires.

Ces couches 2 et 3 n'ont livré que des Rosalines indéterminables spécifiquement. Mais, à quelques dizaines de mètres « au-dessus » (stratigraphiquement), des marnes calcareuses à nodules jaunes (S. Dr.; x = 823,35; y = 373,2) contiennent une riche microfaune attribuable au Campano-Maestrichtien :

Globotruncana arca
Gl. caliciformis
Gl. contusa
Gl. fornicata
Gl. globigerinoides
Gl. linnei
Gl. stuarti
Quinqueloculina circularis

Bulimina cf. *aspera* CUSH. et PARK.
Gumbelina globulosa
G. nuttalli VOORWIJK
Pseudogumbelina striata
Nonionella robusta PLUM.
Pseudotextularia varians
Allomorphina obliqua REUSS
Bolivinoidea draco miliaris HILT. et KOCH

Cette dernière espèce est donnée comme caractéristique du Campanien.

Plus à l'E, le long de la muraille calcaire du Mcid-Aïcha, le contact Lias-Crétacé, probablement disharmonique, est masqué par des coulées de pierrailles. Mais les niveaux inférieurs de la série crétacée sont admirablement exposés un peu plus au N. Nous les avons parcourus longuement, car des fossiles éocrétacés en proviendraient (DELEAU, 1938 c).

Autour de la cote 933, on trouve, du S au N (apparemment de haut en bas, mais la série paraît renversée) :

3. marnes fines, schisteuses, à restes d'Inocérames,
2. marnes grises ou blanchâtres, à lentilles plus calcaires avec débris d'Oursins,
1. marnes à nodules calcaires jaunes, avec rares fragments d'Inocérames.

Le niveau 1 a fourni : *Globotruncana arca* (forme primitive), *Gl. ventricosa*, *Biglobigerinella* sp... C'est du Sénonien : on ne peut préciser plus.

Le niveau 2, à l'endroit même d'un présumé gîte fossilifère barrémien, a montré :

<i>Globotruncana arca</i>	<i>Rzehakina epigona</i> var. <i>lata</i>
<i>Gl. fornicata</i>	<i>Ellipsonodosaria</i> cf. <i>pseudoscripta</i> CUSH.
<i>Gl. globigerinoides</i>	<i>Anomalina rubiginosa</i> CUSH.
<i>Gl. linnei</i>	<i>Gumbelina globulosa</i>
<i>Gl. marginata</i>	<i>G. reussi</i> CUSH.
<i>Gl. rosetta</i>	★ <i>G. sp.</i>
<i>Gl. stuarti</i>	<i>Pseudogumbelina costulata</i>

La présence, en particulier, de *Glob. rosetta*, *Gl. stuarti* et *Gumb. costulata* implique qu'on se trouve déjà haut dans le Sénonien (autour de la limite Campanien-Maestrichtien).

Une microfaune non typique, mais comparable à la précédente, provient d'un point à 875 m à l'E de la cote 933.

En allant vers le N, on monte stratigraphiquement dans le Sénonien. La série marneuse est très homogène. Vers son sommet, un niveau calcaire détermine, à la cote 796, une petite crête. Sous les bancs calcaires, on voit des veines de calcite à structure « beef ». Nous retrouverons ce niveau vers l'E.

2. PLUS A L'E, SUR LE MÉRIDIEN DE ZERARGA, le Crétacé supérieur débute par des marnes sombres très détritiques, de ton brunâtre ou jaunâtre : fort épaisses dans le grand ravin au SE du village, elles sont réduites à une dizaine de mètres sur la crête au S du point 857. Elles peuvent résulter, en partie, du remaniement des grès et schistes du Trias sous-jacent, dont on ne trouve nulle part de vrais galets dans le Crétacé. Ces niveaux n'ont pu être datés, mais ils passent latéralement vers l'E à du Sénonien certain.

Au-dessus de ces marnes détritiques, le Crétacé supérieur est constitué par une puissante série marneuse noirâtre où l'on trouve quelques nodules jaunes (à l'W du Chabet bou-Nemra).

Un niveau calcaire interrompt la série marneuse : diffus vers la cote 675, il est bien développé autour de la Mat el-Kalaïne. Il montre quelquefois d'énormes Inocérames.

Ces couches ont donné au lavage des Globigérines qui pourraient être du Sénonien supérieur, selon J. Sigal. De plus, au N de la cote 845, nous y avons recueilli un fragment de tronc d'arbre, conservé à l'état de moule calcaire, indéterminable selon M. Boureau.

La barre calcaire est surmontée, dans cette même zone, par de nombreux lits de calcite à structure « beef », au sein des marnes noires à nodules jaunes.

3. A L'EXTRÉMITÉ ORIENTALE DU MCID-AÏCHA, VERS LE KEF SEMA, les couches crétacées, transgressives sur divers étages du Lias et sur le Trias, n'ont pas partout le même faciès; elles ne sont peut-être pas synchroniques en tous points.

A. A Fedj-Mkamene, sur le sentier principal, des marnes blanchâtres, litées, assez fines, directement appliquées en nette discordance sur le Lias, possèdent un aspect bien spécial, que nous ne connaissons pas dans le Sénonien du Nord-Constantinois. Elles n'ont livré que quelques mauvaises Rosalines et des Globigérines certainement crétacées.

Des lits rosés, microbréchiqes, ont montré (J. Magné) de nombreuses Globigérines, de petits Textulariidés et quelques Ostracodes : on connaît en Algérie des microfaciès comparables à la limite du Cénomanien et du Turonien. Des Bélemnites (Hibolitidés) et des Globigérines, à cachet albien selon J. Sigal, fournissent la preuve que le Crétacé moyen a existé dans ce secteur, même si, tout entier (faunes et marnes), il a été remanié sur place dans le Sénonien, comme nous le supposons.

Au-dessus de ces marnes viennent des niveaux de poudingues, souvent très fins, parfois fins, rarement grossiers, qui n'ont pu être datés, eux non plus.

B. Un deuxième affleurement crétacé, au SE du 1234, mis en évidence comme le précédent par P. Deleau (1938 c), est formé de marnes bourrées de galets calcaires (fig. 61), essentiellement d'origine jurassique mais où nous avons relevé des éléments probablement cénomaniens (p. 246).

Le Lias sous-jacent est profondément raviné. D'énormes pans calcaires lui ont été arrachés avant d'être emballés dans une matrice marneuse crétacée (éboulis au pied de falaises).

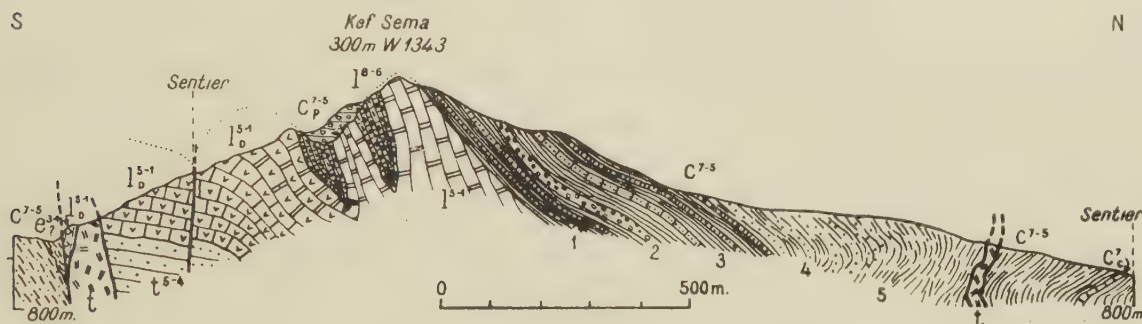


FIG. 61. — Le Sénonien au niveau du Kef Sema.

Sénonien (c^{7-5}) discordant sur un substratum plissé : Trias schisto-gréseux (t^{5-4}), Lias inf.-Pliensbachien (l^{5-4}) parfois dolomitisé, Domérien-Lias sup. (l^{8-9}). Au S du Kef, marnes à microbrèches (c^{7-5}) et marnes noires éocènes (e^{9-1} ?). Sur le relief, poudingues crétacés (c^{7-5}). Sur le flanc N, le Sénonien montre : 1, fins conglomerats et calcaires à lits marneux; 2, conglomerat à gros éléments; 3, id. à 1; 4, marnes à galets; 5, marnes gris-noir; c^7 , calcaire blanc. Trias diapir (t).

C. Au N du Kef Sema, autour de la cote 1234, on retrouve les mêmes aspects. Par contre, au N du sommet 1343, la sédimentation crétacée est plus fine (fig. 61).

A la base, sur environ 200 m d'épaisseur, on rencontre des calcaires lités englobant d'innombrables galets calcaires de taille très variable, alternant avec des marnes à lits de microbrèches dont la surface est quelquefois tapissée de minuscules piquants d'Oursins.

Au NE du Kef Sema, ces couches semblent passer latéralement à des calcaires marneux. Ceux-ci, 400 m au SSW de la cote 930, ont fourni des prismes d'Inocérames et de très nombreux Foraminifères sénoniens (*Globotruncana arca*, *Gl. caliciformis*, *Gl. gr. lapparenti*).

Au NW du Kef Sema, le faciès des calcaires conglomeratiques n'existe plus à l'W de la cote 1020 : ce sont des marnes avec lits de marno-calcaires à débris d'Inocérames qui arrivent directement sur le substratum (Trias ou Lias). Nous soulignerons la relative abondance, dans ces marnes, de menus restes détritiques (quartz, muscovite, etc.), empruntés sur place aux couches schisto-gréseuses du Trias supérieur.

Sur le sentier de Zerarga à Fedj-Mkamene, les assises de base du Crétacé sont bien visibles au-dessus du Trias. Il s'agit de marnes et marno-calcaires blanchâtres, à petits lits de micropoudingues et à galets calcaires dispersés, de taille très variable mais toujours bien roulés; on relève parmi eux des blocs de poudingues calcaires. Ces assises sont datées du Crétacé supérieur par une microfaune très pauvre (*Globotruncana arca*).

En reprenant la coupe du Crétacé au N du Kef Sema (fig. 61), au-dessus des calcaires conglomeratiques, on trouve des marnes schisteuses avec galets épars; il est difficile d'établir leur puissance, car elles dessinent un pli couché au N. On recoupe ensuite des marnes blanchâtres en plaquettes, riches en Globigérines et en Gumbélines.

Au-dessus vient une barre discontinue de calcaires marneux que recoupe, au SE de la cote 825, le sentier de Fedj-beni-Izar : c'est la suite probable de l'intercalation décrite plus à l'W. Vers l'E, cette barre se fond dans les marnes. Sans doute faut-il en rapprocher les marno-calcaires intercalés au milieu des marnes noires visibles à l'E d'Ouled-Alouane (cote 677) et aussi, plus au N, les calcaires à Inocérames que suit le cours de l'O. Akahal. Ces derniers ont livré une faune, peu abondante, mais du Sénonien franc :

Globotruncana arca (forme primitive)
Gl. globigerinoides
Gl. linnei
Globigerina sp.
Gumbelina globulosa

Ce niveau calcaire est surmonté par des marnes noires à nodules jaunes, comme plus à l'W.

K. Le Crétacé supérieur au S et à l'E du M'cid-Aïcha

Dans cette région, sur un substratum barrémien, visible près d'Hamala, le Crétacé supérieur comporte une série assez calme à faibles pendages vers le N, qui montre les termes suivants :

1. marnes grises à microbrèches (de l'ordre de 100 à 150 m),
2. calcaires blanchâtres à lits marneux (50 à 80 m),
3. marnes grises à microbrèches (épaisseur variable),
4. marnes avec intercalations de calcaires blanchâtres comparables à ceux du niveau 2,
5. marnes noires à nodules jaunes.

Les microbrèches du *niveau 1* sont formées d'éléments (en moyenne 0,2 à 0,3 mm) d'origine essentiellement liasique (calcaire à Miliolidés; calcaire à débris d'Échinodermes; oolites calcaires disjointes...), dans un ciment de calcite assez largement cristallisée.

Des amas de glauconie et de nombreux grains de quartz (arrachés au Trias voisin?) complètent la physiologie de ces roches. Les débris de macroorganismes sont fréquents : très nombreux prismes d'Inocérames, fragments d'Échinodermes, sections d'Annélides, etc. La microfaune est riche. On reconnaît en lame mince les genres suivants : *Globotruncana* (*Gl. globigerinoides*), *Globigerina*, *Gumbelina*, *Robulus*, *Quinqueloculina*, *Sigmoilina*, « *Cristellaria* »...

Le niveau 1, dès son extrême base, est d'âge sénonien. Il a fourni, à quelques décimètres au-dessus du Barrémien, 500 m au N de la cote 676 (J. Magné) :

<i>Globotruncana linnei</i>	<i>Gyroidina</i> sp.
<i>Gl. fornicata</i>	<i>Lenticulina</i> sp.

Un horizon plus élevé, mais imprécis (S. Dr.; x = 826,2; y = 369,3), a fourni une microfaune pauvre, d'âge coniacien (J. Magné) :

<i>Globotruncana angusticarinata</i> (AR)	<i>Gumbelina globulosa</i> (AR)
<i>Gl. fornicata</i> (R)	<i>Allomorphina cretacea</i> (R)
<i>Gl. linnei</i> (AR)	<i>Gyroidina</i> sp. (AR)
<i>Gl. sigali</i> (AR)	<i>Spiroplectamina</i> sp. (AR)...

Le *niveau 2*, encore coniacien, comporte des calcaires d'aspect noduleux à patine blanche, à cassure gris clair, bourrés de Foraminifères. Des marnes, blanches ou grises, parfois en menues plaquettes, séparent les lits calcaires. A 200 m au S de la cote 736, ces marnes ont donné (J. Magné), outre quelques Ostracodes :

<i>Globotruncana angusticarinata</i> (F)	<i>Gumbelina globulosa</i> (AR)
<i>Gl. sigali</i> (F)	<i>Globigerina</i> sp. (AR)

Le niveau 3 semble très développé au S de la Mat Habacha : il n'est pas encore daté. Mais le niveau 4 est, au moins en partie, attribuable au Sénonien élevé. Il a en effet fourni (S. Dr.; x = 823,7; y = 371,1) une riche microfaune (J. Magné) :

Globotruncana conica WHITE (AR)
Gl. linnei (F)
Gl. stuarti (F)

Cibicides sp. (AR)
Gumbelina sp. (AF)
Ventilabrella sp. (AR)

Le niveau 5 de la coupe n'est pas encore daté (Éocène probable).

A l'E du Kef Sema, apparaît de nouveau une formation de marnes grises à microbrèches, directement au contact (normal?) du Lias. Son âge n'a pu encore être établi mais, plus au SE, des marnes gris clair ont fourni une riche microfaune du Campanien supérieur-Maestrichtien.

Ces formations du Crétacé supérieur se poursuivent au N de la forêt des Mouïa jusqu'au Sidi-Dris.

L. Le Crétacé supérieur autour d'Aïn-Kechera

Le village d'Aïn-Kechera marque approximativement le centre du massif ancien de Petite Kabylie. Il est situé à l'extrême NE de notre carte régionale (pl. 1). La série détritique (argilites schisteuses à lentilles gréseuses), attribuée jusqu'à présent au Nummulitique supérieur sur la seule considération du faciès, est localement séparée du socle métamorphique par des assises marneuses dont l'âge sénonien vient d'être récemment démontré.

Les points où ce Sénonien est reconnu sont les suivants :

1. A 6 km au NE d'Aïn-Kechera, au point où la route Alger-Tunis franchit le Chabet Dkaker, des marnes jaunâtres à lits de microbrèches ont un faciès typiquement sénonien, comme A. Lambert l'a reconnu le premier (comm. orale). Ces marnes reposent sur les micaschistes, sans interposition de conglomérats de base ni de formations sédimentaires plus anciennes. L'affleurement est très restreint, des « microgranites » intrusifs, d'âge miocène, le limitant au N et à l'E.

Les marnes à microbrèches nous ont fourni (A. Kech.; x = 837,9; y' = 394,1) la microfaune suivante (J. Magné), d'âge sénonien probablement supérieur, et dont on doit souligner la richesse en Rosalines (en individus) :

Globotruncana fornicata
Gl. linnei
Gl. cf. stuarti
Gl. sp.

Gumbelina sp.
Globorotalites cf. micheliniana
Cibicides sp.
Allomorphina cretacea

Les microbrèches montrent de plus des représentants des genres *Quinqueloculina*, *Fron dicularia*, *Globigerina*... Ces plaquettes sont constituées d'innombrables petits galets d'origine jurassique possible (oolites...), de grains de quartz et de micas clastiques.

2. Plus au NE, la prolongation orientale de l'anticlinal du Dj. Arbala présente une terminaison périnclinale très nette, au Koudiat-el-Ouara. Les schistes satinés paléozoïques s'enfoncent sous le complexe sédimentaire du bassin de Tamalous, comportant de l'Oligocène, récemment daté par J. Hilly. La base de cette série est marneuse, avec rares petits lits calcaires ou microbréchiques. La route Alger-Tunis la recoupe à deux reprises. Sur le flanc nord-ouest du pli (A. Kech.; x = 842,6; y = 396,6), ces marnes nous ont révélé une microfaune (J. Magné) presque identique à la précédente :

Globotruncana fornicata
Gl. linnei
Gl. cf. stuarti
Globigerina sp.
Gumbelina sp.

Sur le flanc sud-est du pli ($x = 843,4$; $y = 396,8$), des marnes jaunâtres, reposant directement sur le Cristallophyllien, toujours sans couches détritiques de base, ont livré (J. Magné) quelques Foraminifères sénoniens.

Ces premières remarques ne permettent pas encore de préciser la part respective du Sénonien et du Nummulitique dans la série sédimentaire du centre de la Petite Kabylie. La présence de Crétacé supérieur semble en tout cas assurée, les microfaunes citées plus haut ne présentant aucune trace de remaniement ni de mélange.

M. Le Crétacé supérieur dans l'Est de la chaîne numidique

Son étude n'a été qu'effleurée. Nous citerons simplement les faits ci-après :

1. *Au SE du Dj. Sidi-Dris*, les calcaires à Inocérames du Koudiat Melab-el-Kheil comportent des associations microfauniques franchement maestrichtiennes : c'est une confirmation des idées de L. Joleaud (1912).

2. *Au N de la région de Tarkount*, on trouve, au-dessus du Crétacé inférieur, d'abord des marnes grises à microbrèches, puis un véritable Flysch calcareux à bancs gréseux (avec horizon de phanites). Des Rosalines sénoniennes ont été découvertes en plusieurs points dans ces formations : il s'agit en général de formes du Sénonien inférieur.

3. *Au S des Toumiets d'El-Kantour*, on connaît depuis Coquand l'existence du Sénonien. Par contre, les auteurs ont insisté sur l'absence du Crétacé supérieur dans la « chaîne calcaire » juste au N de là.

Or, dans la zone d'écaillés située près de l'Armée-française, nous avons trouvé du Sénonien (Campano-Maestrichtien) directement superposé à des calcaires jurassiques (C. Sm.; $x = 362,4$; $y = 371,3$). Il revêt l'aspect de marno-calcaires feuilletés, de couleur crème, avec rognons calcaires à grain fin.

En lame mince, le contraste lithologique s'accuse entre ces deux faciès. Les lits marno-calcaires, légèrement glauconieux, sont porteurs de nombreux débris de quartz et de micas flottés. La microfaune y est abondante : Rosalines (*Globotruncana caliciformis*, *Gl. linnei*, *Gl. cf. stuarti*, *Gl.* dissymétriques du Sénonien élevé), Globigérines et rares Gumbélines.

Les calcaires à grain fin sont légèrement argileux. On y rencontre d'innombrables débris de petits Lamellibranches à test mince, d'Echinodermes (en particulier de Crinoïdes rappelant le genre *Saccocoma*) et des Globigérines. Les Rosalines y sont rarissimes.

4. — CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

De la description précédente il ressort que, dans le Nord-Constantinois, le Sénonien, épais et monotone, possède cependant des faciès variés. La stratigraphie ne peut y être basée que sur la microfaune, relativement peu abondante et mal conservée. Son étalonnage a été effectué par J. Sigal (1952) pour une part sur les séries stratigraphiques, plus ou moins bien datées par des Ammonites, des régions plus orientales (monts du Mellègue, zone du Kef)¹.

On doit cependant signaler immédiatement que dans les listes données plus haut, rares sont les formes-repère d'un étage. En particulier, si l'Emschérien et le Maestrichtien montrent quelques Rosalines caractéristiques, le Campanien est plus difficile à dater.

1. Les nouvelles recherches de J. Sigal (*C.R.somm.S.G.F.*, séance du 2 mai 1955) conduisent à « rajeunir » sensiblement les microfaunes du Sénonien inférieur et moyen. Nous en avons tenu compte ici.

On est ainsi conduit à utiliser parfois l'absence de telle ou telle forme pour dater avec précision un niveau, ou, chose préférable, on se base sur une association de plusieurs espèces, la notion de fréquence relative s'y adjoignant.

Ces procédés sont d'autant plus rigoureux qu'on a pu les établir sur de nombreuses coupes dans des régions tectoniquement calmes et où n'interviennent pas de changements de faciès.

A la bordure méridionale du massif ancien de Petite Kabylie, l'intrication des faciès, les variations d'épaisseur des étages et les jeux tectoniques introduisent de considérables causes d'erreurs. Les associations micropaléontologiques y paraissent pour une part liées aux faciès, ce qui conduit à nuancer les conclusions précédemment admises (DURAND DELGA et SIGAL, 1952).

Les microfaunes du Sénonien du Nord-Constantinois présentent des éléments benthoniques. Mais J. Sigal a estimé que leur connaissance n'était pas encore assez au point pour les utiliser dans l'établissement d'une stratigraphie précise. Il a cependant été tenu compte de leur présence pour évaluer le « cachet » de chacune des microfaunes examinées.

A. — ÉTAGES REPRÉSENTÉS

Dans l'exposé ci-après, nous allons souligner les espèces qui ont permis à J. Sigal de tenter une stratigraphie micropaléontologique des marnes sénoniennes.

1. LE CONIACIEN-SANTONIEN : On notera l'association dans notre région des espèces suivantes : *Globotruncana sigali*, *Gl. coronata*, *Gl. angusticarinata*, *Gumbelina deflaensis* (celle-ci franchement santonienne).

L'Emschérien a pu être daté avec une grande probabilité au SE du Kef Sassenene (au contact du Flysch schisto-gréseux), au S de la lame des Beni-Haroun et surtout dans la région d'Hamala. Dans ce dernier secteur, il est très développé.

2. LE CAMPANIEN (« Sénonien moyen ») : La zone à *Gl. calcarata*, qui indique le Campanien élevé, n'a pu être mise en évidence dans notre secteur. Tout au plus l'apparition de Rosalines coniques (*Gl. contusa*, *Gl. caliciformis*...), de *Gl. rosetta*, de *Pseudogumbelina costulata*, indique qu'on est au moins dans le Campanien.

Le Sénonien moyen est bien représenté dans la zone étudiée, et son épaisseur doit être considérable. Une distinction avait été faite autrefois (DURAND DELGA et SIGAL, 1952) entre deux associations fauniques se succédant dans le temps. Elle doit être considérée avec prudence; comme le fait avait été alors souligné, la « faune A » (Santonien-Campanien inférieur) n'est en effet basée que sur l'absence de certaines formes qui apparaissent dans la « faune B » (Campanien supérieur). Dans certains cas, cette opposition semble due à des différences de faciès.

3. LE MAESTRICHTIEN (« Sénonien supérieur ») : Sa microfaune (« faune C ») diffère essentiellement de la précédente par l'apparition de *Gl. stuarti* (s.s.) et de deux formes-repère, définies par J. Sigal en Algérie : *Globotruncana lamellosa*, *Gl. jalsostuarti*. De plus, en l'absence de ces deux espèces, certaines autres Rosalines, les unes coniques, les autres à tour haut (comparables à des formes de Turquie) dénotent au moins le sommet du Campanien, sinon déjà le Maestrichtien. D'autres éléments, pélagiques ou benthoniques, peuvent à eux seuls militer en faveur de cette même interprétation.

Certains grands Foraminifères (en particulier *Orbitoides media*), localisés dans des faciès plus néritiques, caractérisent aussi le Sénonien supérieur.

B. — ZONES STRATIGRAPHIQUES

Dans l'W de la chaîne numidique, les séries stratigraphiques du Crétacé supérieur ne sont manifestement pas partout identiques. Nous distinguons actuellement cinq zones, allongées de l'E à l'W.

1. **PREMIÈRE ZONE** : C'est la plus septentrionale. Le Sénonien repose sur le Cristallophyllien ou est lié à sa bordure. Dans ce second cas, sa richesse en débris clastiques peut être considérable.

L'existence de marnes du Sénonien élevé (Campano-Maestrichtien), transgressives sur le socle dans la région d'Ain-Kechera, ne doit pas faire oublier qu'à la bordure sud du massif ancien, près du Dj. Frour (Ouled-Askeur), c'est probablement le Sénonien basal, voire le Turonien, qui arrive en transgression.

D'autre part, dans la zone d'écaillés du Moul-ed-Demamene, un faciès détritique plus ou moins comparable, selon les unités, à un Flysch, envahit tout le Sénonien, depuis sa base (unité d'El-Akbia) jusqu'au Maestrichtien (unité du Dra-el-Kasba). Les microfaunes y sont rarissimes et pauvres, il est vrai.

2. **DEUXIÈME ZONE** : Les marnes du Crétacé supérieur semblent faire suite stratigraphiquement au Flysch schisto-gréseux. On peut étudier ce contact sur une cinquantaine de kilomètres. Partout la base des marnes, fréquemment de couleur noire et admettant des nodules calcaires jaunes, est nettement datée du Sénonien. En un point (SE du Kef Sassenene) on peut préciser qu'il s'agit de Coniacien ou à la rigueur de Santonien.

Un microfaciès de calcaires à grain assez fin, avec Radiolaires, spicules d'Éponges et « Lagenas » semble localisé dans l'extrême base du Sénonien de notre région.

Le Crétacé supérieur de cette deuxième zone a été extrêmement laminé. On ne peut nulle part connaître ni son épaisseur ni les détails de sa stratigraphie. Il semble très monotone ; les lentilles calcaires y sont rares.

3. **TROISIÈME ZONE** : Elle coïncide avec le secteur des massifs jurassiques. Au bord de ces chaînons, le Sénonien repose en discordance majeure sur le Jurassique ou sur le Trias. Du fait de l'intercalation de poudingues à plusieurs niveaux du Sénonien, on peut concevoir que l'activité orogénique de ces cordillères n'a pas cessé au cours du Crétacé supérieur et que la transgression a pu ne pas commencer partout au même instant.

Cette vue théorique est difficile à retrouver dans les faits, en raison de l'absence très fréquente de Foraminifères dans les niveaux à galets. Notons cependant qu'au S des Beni-Haroun, la base de la transgression est datée du Santonien. A 3 km plus à l'E, des microfaunes du Campano-Maestrichtien ont été observées à quelques dizaines de mètres seulement au-dessus du Lias. Ajoutons que le Maestrichtien ne semble pas posséder un caractère plus transgressif que les sous-étages précédents du Sénonien.

L'épaisseur du Crétacé supérieur varie beaucoup dans cette zone. On peut même penser que certains massifs jurassiques n'ont été totalement submergés que fort tardivement, tandis que, dans les zones synclinales les séparant, les sédiments vaseux s'accumulaient sur 1 à 2 km d'épaisseur (N du Meid-Aïcha). Seuls des sondages permettraient de préciser ces chiffres.

On remarque dans cette zone, et spécialement vers l'E, l'abondance des intercalations calcaires, souvent riches en Inocérames. Certaines sont d'âge campanien. Mais la plupart, et en même temps les plus régulières, datent du Maestrichtien. Nous n'avons pu cependant reconnaître ici les deux barres de calcaires à Inocérames¹ que l'on a décrites à Souk-Ahras (DAVID, 1953 a), dans les monts du Mellège (DUBOURDIEU, 1952) et dans une partie de la Tunisie.

1. Elles pourraient être retrouvées dans l'autochtone de l'E de la chaîne numidique (chaînon Hahouner-Debar).

4. QUATRIÈME ZONE : Elle est située au S des massifs jurassiques ou au S de la bande de Trias diapir qui matérialise la liaison structurale entre ces derniers.

Dans cette zone, le Crétacé supérieur revêt presque exclusivement un faciès de marnes grises à lits de microbrèches. Ce véritable Flysch possède souvent une grande épaisseur. Les microfaunes y sont rares, pauvres en espèces et plus encore en individus. Les formes arénacées sont plus abondantes que les planctoniques. Quelques Macroforaminifères néritiques s'y joignent.

Nous avons, à maintes reprises, souligné l'ambiguïté de la position du Flysch à microbrèches par rapport au Néonummulitique. Il est parfois tentant de voir dans ce Flysch le substratum normal des grès « numidiens » et de l'attribuer par exemple à l'Éocène supérieur. Cependant cette interprétation semble à écarter pour les raisons suivantes :

— Impossibilité de tracer une limite franche entre le Flysch à microbrèches et la série marneuse typique du Sénonien.

— Absence de ce Flysch calcaireux sous le « Numidien » des secteurs voisins, immédiatement au N ou au S.

— Présence dans ce Flysch d'une microfaune homogène, appauvrie, formée d'espèces systématiquement sénoniennes, et d'Orbitoïdés inconnus dans les autres faciès du Crétacé supérieur.

— Enfin et surtout, cette formation ne montre jamais de faune proprement tertiaire, en particulier de Foraminifères éocènes, alors que ce Flysch se trouve presque constamment au contact de l'Éocène inférieur ou moyen : si le Flysch lui était postérieur, il n'eut pas manqué d'en remanier les microfaunes...

A l'W de l'O. el-Kebir, la base du complexe à microbrèches n'apparaît pas. Il semble que ce faciès intéresse surtout le Sénonien moyen et supérieur (à *Orbitoides media*).

A l'E du fleuve, ce Flysch microbréchique, daté du Coniacien, repose directement sur le Barrémien. Dans cette même région, ce même faciès envahit aussi des niveaux plus élevés du Sénonien.

5. CINQUIÈME ZONE : Dans les parties méridionales du territoire étudié, l'Éocène semble arriver en transgression sur des termes assez anciens (Aptien) du Crétacé. Le Sénonien ne paraît pas représenté, mais ses microfaunes s'y montrent fréquemment remaniées dans l'Éocène.

Il est possible que le Sénonien n'ait comporté qu'une faible épaisseur de sédiments, érodés avant la transgression éocène.

Rappelons que, encore plus au S, immédiatement en avant des Hautes Plaines, au Dj. Kheneg, P. Deleau (DELEAU et THIÉRY, 1953) a signalé, au-dessus du Cénomanien, une cinquantaine de mètres de calcaires lités à Rosalines, paraissant représenter un dépôt condensé de la plus grande partie du Sénonien.

5. — CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Il est très difficile de préciser la bathymétrie des mers sénoniennes. L'abondance des microfaunes planctoniques témoigne seulement d'une mer largement ouverte. Cependant nous allons être conduit à imaginer que de petits îlots existaient sur l'actuel massif ancien de Petite Kabylie.

Au S, sans aucun doute, la mer s'approfondissait. Elle était cependant parsemée de chaînons en constante activité orogénique comme l'a bien montré A. Lambert (1948 a) dans les Babors. Entre ces cordillères aiguës (p. 428), parfois exondées, parfois sous-marines, mais toujours soumises à une érosion intense et brutale, se situaient de larges sillons, qui pouvaient être recouverts, dès l'aurore du Sénonien, par d'importantes tranches d'eau.

La totale uniformisation des dépôts marneux éocènes, juste postérieurs, donne à penser que ces dépressions ont été littéralement envasées, sans qu'il soit nécessaire de faire appel à la seule subsidence pour expliquer l'accumulation de 1.000 ou 2.000 m de sédiments marneux.

La liaison de la mer sénonienne de la chaîne numidique avec celle qui recouvrait les Hautes Plaines n'est pas connue : de nouvelles recherches seront nécessaires dans la région intermédiaire.

Quelle est l'origine de l'argile des marnes sénoniennes? Elle ne peut exclusivement résulter de la décalcification des roches jurassiques dont les affleurements soumis à l'érosion ne devaient pas être considérables. La portion phylliteuse de ces marnes peut venir de beaucoup plus loin. Ce problème n'est pas spécial au Nord-Constantinois.

L'uniformisation des faciès et des faunes est en liaison avec la transgression sénonienne sur des territoires jusqu'alors exondés. Si grande qu'elle soit cette uniformisation, elle n'est pas telle qu'on ne puisse distinguer, comme au Crétacé inférieur, des zones paléogéographiques orientées de l'E à l'W.

Nous allons examiner le sort de ces diverses zones au Sénonien.

A. Le massif ancien kabyle

Jusqu'à ces dernières années (DELEAU, 1951), il a été considéré comme émergé au Crétacé supérieur. Divers faits permettent de rejeter cette hypothèse classique.

1. DANS LES RÉGIONS SEPTENTRIONALES : P. Marie et A. Lambert (1946 a et b) ont prouvé que le Sénonien existait au N du massif de l'Edough. Plus récemment, J. Hilly (*in* BOLFA, ..., 1952) a découvert, directement transgressifs sur le socle ancien de l'Edough, des schistes avec lits de calcaires gréseux et microbrèches calcaires, datés par *Globotruncana lapparenti*, *Gl. angusticarinata* et *Gl. coronata* (Coniacien-Santonien). D'autre part, plus au NW, vers le Cap de Fer, des argilites schisteuses et des marnes feuilletées à micas flottés, parfois sableuses, avec lits de microbrèches et veines de « beef », ont été datées du Maestrichtien par J. Hilly et J. Sigal.

Dans la Kabylie de Collo, J. Hilly (*op. cit.*) a aussi découvert des marnes bleues à lits de calcaire gréseux, veines de « beef » et débris d'Inocérames. Mais le niveau stratigraphique exact de ces assises (Sénonien?) n'a pu être encore exactement précisé.

2. A L'W DU MASSIF DE PETITE KABYLIE, aucun affleurement sénonien n'était connu avant les Babors (flanc oriental du Dj. Taounnart).

L'existence de Foraminifères remaniés dans le Néogène de la région de Djidjelli-Taher permettait cependant d'envisager que des dépôts du Crétacé supérieur avaient localement subsisté, au moins jusqu'au Néogène.

De récentes investigations dans l'W du Sahel de Djidjelli, aux abords orientaux du massif de Cavallo, nous ont fait découvrir la présence de marnes sénoniennes détritiques à lits de microbrèches, apparaissant dans des conditions structurales encore mal définies¹, aux points suivants :

1. Sur la route allant de Fedj-Arzer à El-Aouana (Dj.; x = 764,5; y = 385,9) : microfaune assez pauvre, du sommet du Campanien (J. Magné).

2. Dans le bassin du haut O. Kissir, à Grioula (Dj.; x = 766,55; y = 381,4) : microfaune du Sénonien moyen (J. Magné).

3. AU CENTRE DU MASSIF DE PETITE KABYLIE : Nous avons déjà décrit les lambeaux de Sénonien élevé coincés dans les écailles supérieures du Moul-ed-Demamene. Il peut s'agir de témoins de la couverture sénonienne du massif kabyle, que l'érosion anté-oligocène n'a pas atteints en raison de leur position tectonique exceptionnelle.

1. Contrairement à une attribution basée sur une analyse structurale simpliste (DUPLAN, 1955), ces formations n'ont aucune raison d'être rattachées au Nummulitique supérieur.

En tout cas, le Sénonien élevé transgressif a été défini sans ambiguïté dans la région d'Aïn-Kechera, en plein centre du massif ancien.

On ne peut, d'autre part, tabler sérieusement sur le fait que les marnes pliocènes du bas Oued-el-Kebir, près d'El-Hanser, aient fourni, au confluent avec l'O. Tassif, quelques Foraminifères sénoniens. Un pré-Kebir a pu les transporter depuis des régions situées au S du Moul-ed-Demamene.

4. A L'E DU MASSIF DE PETITE KABYLIE, plusieurs faits semblent témoigner d'une submersion au Crétacé supérieur.

D'abord, au SW de Sidi-Mesrich, des sédiments marneux, non encore bien datés, transgressifs sur le Paléozoïque (?), nous ont fourni de nombreuses Rosalines.

Ensuite, au Col-des-Oliviers, le Crétacé supérieur a bel et bien franchi la « chaîne calcaire », au moins au Sénonien élevé.

Enfin, dans le Quaternaire de Bou-Maïza, 12 km au N de Gastu, J. Hilly (*in* BOLFA, ..., 1952) a recueilli une microfaune assez abondante, riche en Rosalines du Sénonien élevé. Cet auteur pense donc à juste titre que du Crétacé supérieur peut exister encore au flanc nord de la chaîne numidique orientale.

5. EN RÉSUMÉ, les faits déjà rassemblés incitent à penser que les massifs cristallophylliens du Constantinois étaient au Crétacé supérieur recouverts par la mer. Cependant le faciès assez détritique des sédiments sénoniens du massif de l'Edough, de la région de Cavallo, des Ouled-Askeur, de Collo et du Moul-ed-Demamene implique que des matériaux ont été empruntés au socle ancien, qui a pu être, ici ou là, émergé plus ou moins longtemps, sur des surfaces malgré tout réduites. La transgression n'a d'ailleurs pas été partout contemporaine.

Qu'en est-il dans les massifs paléozoïques plus occidentaux?

En Grande Kabylie, le Sénonien à Inocérames a été découvert par Ficheur dans la région de Dellys. Récemment A. Lambert (LAMBERT et MARIE, 1948), puis P. Muraour (1951 a et b) ont confirmé et précisé l'étendue de ses affleurements entre Bordj-Ménaïel, Dellys, Tizirt et Port-Gueydon. Dans ces régions, le Sénonien remanie des débris empruntés au Cristallophyllien, qui devait être assez largement émergé. Plus à l'E, un « Flysch » sénonien paraît faire suite en continuité au Flysch schisto-gréseux crétacé moyen.

Dans le massif primaire du Rif, on ne connaît pas de Sénonien transgressif. Divers faits, évoqués plus loin, permettent d'admettre l'émersion presque totale de cette région.

Le massif paléozoïque de Malaga est entouré à sa marge externe d'un Flysch gréseux sénonien (Campanien p.p.) qui paraît transgressif sur le Primaire, dont il remanie d'abondants débris (ROBAUX, 1936).

B. La « chaîne calcaire » au Sénonien

Dans le Nord-Constantinois, cette unité paléogéographique s'étend du Sidi-Driss jusque vers Gastu, formant une frange au SE du massif cristallophyllien de Petite Kabylie.

A l'W, autour du Sidi-Driss et de Tarkount, le Crétacé supérieur est encore mal connu. Plus à l'E, au N d'El-Kantour, nous avons vu que le Sénonien élevé, reposant sur le Lias (?), présentait des faciès un peu particuliers : marno-calcaires finement lités et calcaires à grain fin. Les Foraminifères planctoniques y sont abondants, parfois disposés en traînées perpendiculaires à la stratification, ce qui paraît indiquer l'existence de courants très vifs. On note aussi de la glauconie et de nombreux minéraux arrachés au socle métamorphique.

Des faciès très comparables (Sénonien moyen et supérieur) ont été découverts dans la « chaîne calcaire » du Djurdjura (LAMBERT, 1936) : les couches sénoniennes auraient, selon J. Flandrin (1952), 50 à 70 m de puissance sur le flanc nord de l'Haïzer et à Goulmine. Des formations analogues existent aussi dans la région de Chellata (DUPLAN, 1952 a) et vers Palestro (FLANDRIN, 1937).

Dans le Chénoua, on a recueilli des débris de calcaires santoniens à *Echinocorys ovatus* et restes de Rudistes (GLANGEAUD, 1932). Le Sénonien revêt donc un faciès néritique dans cette région.

Dans la Dorsale rifaine, le Sénonien élevé, transgressif sur le Lias, comporte des marnes et marno-calcaires crèmes ou rosés (comme dans le Djurdjura), dont le faciès rappelle celui de nos formations d'El-Kantour. On y rencontre des lentilles de calcaires zoogènes, parfois avec des Algues, témoignant de conditions de faible profondeur (FALLOT, 1937).

Ainsi de cette analogie des faciès du Sénonien, transgressif sur le Jurassique dans les divers tronçons de la « chaîne calcaire », on peut conclure à l'existence, tout au long de la Berbérie, au voisinage des amygdales paléozoïques, de conditions paléogéographiques identiques : en l'espèce c'était une zone, très discontinue, de hauts-fonds balayés par les courants:

C. Le problème du Flysch schisto-gréseux sénonien

Nous avons vu, dans le chapitre précédent, que le Flysch schisto-gréseux, bordant la Petite Kabylie au SW, ne pouvait comprendre d'éléments plus récents que l'extrême base du Sénonien (en admettant, comme nous l'avons fait, que ce Flysch ne constitue pas une unité tectonique indépendante).

Il semble cependant qu'au Sénonien un domaine de sédimentation détritique (faciès flysch) ait existé à la marge du massif ancien de Petite Kabylie. Par suite des déplacements tangentiels, cette zone serait actuellement masquée, pour l'essentiel, sous le Cristallophyllien chevauchant.

Elle apparaît, grâce à des conditions tectoniques exceptionnelles, dans les *écailles du Moul-ed-Demamene*, qui représentent justement un domaine intermédiaire entre le massif ancien et l'autochtone de la chaîne numidique. Le Sénonien y revêt un faciès typique de Flysch, très voisin du classique Flysch crétacé moyen, en particulier dans les unités « moyennes » (essentiel de l'écaille du Dra-el-Kasba; écaille de Tissimiran?; écaille des Kefs). Dans les unités supérieures (digitation supérieure du Dra-el-Kasba) et inférieure (écaille d'El Akbia-Beni Haï), le Sénonien, souvent encore à faciès flysch, présente, au moins à son sommet stratigraphique, des horizons plus calcaires, nettement moins détritiques.

Un cas analogue s'observe à l'W de Texenna, dans la nappe de *Guerrouch*, dont les matériaux semblent avoir été éjectés de sous le massif ancien. Au sommet de cette puissante unité, essentiellement formée de Tithonique-Néocomien schisto-gréseux, on rencontre des horizons de faciès très comparable mais d'âge crétacé supérieur. Ainsi, au N de la cote 1543 du Mcid-ech-Cheta (Tam. ; x = 768,3; y = 375,17), des petits bancs de calcaires à grain fin et de micropoudingues¹, intercalés dans un complexe schisto-gréseux à passées violacées, ont montré (J. Sigal) des *Globotruncana* (Rosalines à une carène dont *Gl. cf. sigali*; *Gl. cf. marginata*), d'innombrables Globigérines parmi lesquelles des épineuses, quelques Ostracodes... Les rapports de ce Crétacé supérieur (Turonien-Emschérien?) avec le complexe néocomien de Guerrouch ne sont pas encore élucidés.

Dans les régions plus orientales, l'existence de Sénonien détritique paraît certaine, mais le stade de la reconnaissance n'est pas dépassé dans cette zone, bordant au S et au SE le massif de Petite Kabylie.

Rappelons le Flysch que nous avons observé au NE du Dj. Sidi-Dris : la découverte de Rosalines permet de douter de son attribution (JOLEAUD, 1912) au Tertiaire. De même, autour de Gastu, certains horizons ont un faciès rappelant le Flysch sénonien des zones plus occidentales. Enfin, dans le grand territoire compris entre, au N, le chaînon des Zerdeza et, au S, le chaînon Hahouner-Debar, la présence de Crétacé supérieur peut être soupçonnée, sous un faciès argilo-marneux dit « numidien », attribué (DELEAU, 1938) au Priabonien-Oligocène. Cette série, à grandes lentilles de grès psammitiques, comporte des passées de brèches

1. Échantillons recueillis en compagnie de A. Lambert.

calcaires : l'une d'elles, sur la piste au NW de la maison forestière de Guendoula, nous a montré, dans le ciment, d'innombrables Fissurines et quelques Rosalines. Il s'agit probablement de Crétacé supérieur : cela obligera à reposer l'âge d'une partie des formations dites « oligocènes » de ce vaste secteur¹.

Les rapports paléogéographiques de ces Flyschs du Crétacé supérieur avec les sédiments (sur-tout marno-schisteux, plus rarement microbréchiques ou gréseux, en tout état de cause assez différents des vrais Flyschs) qui surmontent par places le Cristallophyllien (Ouled-Askeur?; Aïn-Kechera; régions de Collo et de l'Edough), sont encore à préciser.

Un Flysch schisto-gréseux sénonien existe aussi à la bordure des amygdales paléozoïques plus occidentales. Les minéraux détritiques ne pouvant provenir que de l'érosion du Cristallophyllien, on doit imaginer que ces massifs anciens sont restés émergés sur des surfaces assez considérables.

Au S de la Grande Kabylie, J. Flandrin (1948, p. 241) a mis en évidence des couches à Rosalines à la partie supérieure du Flysch schisto-gréseux « albo-aptien ». L. Duplan (1953) a retrouvé des faits analogues au S du Djurdjura, au S et à l'E du massif de Chellata; il en serait de même, d'après cet auteur, dans la région de Bougie et entre Cherchel et Ténès.

Au S du massif ancien du Rif, au delà de la Dorsale calcaire, on attribue au Sénonien (FALLOT, 1937, p. 401-429) une puissante série de marnes à Rosalines, où sont intercalés des niveaux gréseux, parfois très puissants, remaniant des débris de Paléozoïque et divers minéraux métamorphiques. De même, les formations gréseuses à lits marneux du cap Spartel (région de Tanger) viennent de fournir des microfaunes de Foraminifères benthoniques du Crétacé supérieur (FALLOT et REY, 1953).

Autour du Paléozoïque de Malaga, rappelons que A. Robaux a retrouvé des faciès comparables à ceux du Rif, tant dans le Campo de Gibraltar que dans certaines portions du Subbétique interne ou du Pénibétique (in FALLOT, 1944).

D. Le Crétacé supérieur du « domaine tellien »

La série marneuse sénonienne que nous trouvons dans la chaîne numidique occidentale est identique à celles que l'on rencontre dans toutes les régions littorales du N de la Berbérie. Le même régime sédimentaire régnait aussi dans le domaine subbétique, symétrique du domaine tellien par rapport au bourrelet bético-rifain.

En dépit du peu d'originalité de la série sénonienne du Nord-Constantinois, nous devons souligner plusieurs faits : la rareté de la macrofaune, l'abondance des marnes noires à nodules calcaires jaunes et des formations à microbrèches, dont nous allons retrouver des homologues dans les régions plus occidentales.

1. LA RARETÉ DE LA MACROFAUNE, coïncidant avec l'abondance de la microfaune pélagique, fait un curieux contraste avec l'abondance de la macrofaune et l'absence assez générale de microfaune dans le Crétacé inférieur, bien que les faciès marneux soient comparables. La raison d'une telle différence reste inconnue.

La macrofaune est rare dans le Sénonien. Cependant, dans les lits calcaires, les Inocérames sont assez fréquents et on rencontre exceptionnellement quelques Oursins. Mais, pas plus que nos prédécesseurs, nous n'avons trouvé trace d'Ammonites. Celles-ci n'apparaissent qu'au S du parallèle de Constantine, et encore elles y sont rares (JOLEAUD, 1912).

On suit cette zone de marnes sénoniennes sans Ammonites tout au long de la Berbérie, depuis le Rif jusqu'en Tunisie septentrionale.

2. LE FACIÈS DES MARNES NOIRES A NODULES CALCAIRES DE PATINE JAUNE est loin d'être spécifique du Sénonien ou de notre région. Malgré tout, il prend une grande importance dans le Crétacé

1. On y trouve aussi des horizons à *Calpionella alpina* (DURAND DELGA et LAMBERT, 1955).

supérieur du Nord-Constantinois. Ces nodules s'y trouvent un peu à tous les niveaux, depuis le Coniacien jusqu'au Maestrichtien.

Il ne paraît pas inutile de souligner que ce curieux faciès se rencontre dans bien des régions littorales du N de la Berbérie.

Dans la zone marno-schisteuse du Rif, on signale (FALLOT, 1952 a) des marnes du Sénonien moyen avec miches calcaires aux endroits suivants : territoire de Tanger et Andjéras, environs d'Ankod (40 km SW de Punta Pescadores).

Dans le Tell oranais, ce faciès de marnes noires à nodules jaunes, signalé déjà par Gentil, est très connu dans les Seba-Chioukh, les Beni-Chougrane, les monts de la Mina et la région d'Orléansville (DALLONI, 1952).

Dans le Tell algérois, ces mêmes formations, bien classiques au N du Chélif (zone II de L. Glangeaud), seraient spécialement caractéristiques de la moitié inférieure du Sénonien (GLANGEAUD, 1932). Ce faciès est encore bien connu (depuis Ficheur) au SW de la Grande Kabylie, entre Tablat et Palestro, essentiellement à la base du Sénonien mais aussi à des niveaux plus élevés (AYMÉ, GLANGEAUD et MAGNÉ, 1954). Ces formations à boules jaunes atteignent¹ des régions plus méridionales, puisqu'on en connaît (S.N. REPAL, 1952), datées du Campanien, au S des Bibans, entre Aumale et Sidi-Aïssa.

Au SE de la Grande Kabylie, ce faciès est bien représenté dans le Sénonien, tant à l'W de Bougie et dans les Babors (EHRMANN, 1924) qu'au S de cette zone (SAVORNIN, 1920). Mais il en est dans cette dernière région comme dans la chaîne numidique : des marnes à nodules jaunes s'y rencontrent aussi dans l'Éocène. Il est même possible que, sur le plateau sétifien, ce faciès soit exclusivement nummulitique, comme c'est le cas dans la partie méridionale de notre secteur.

Dans l'Est-Constantinois, les jalons les plus orientaux du Sénonien à nodules jaunes paraissent avoir été rencontrés dans l'E de la chaîne numidique (S du Dj. bou-Aded) et à Constantine (JOLEAUD, 1912, p. 175) dans le Maestrichtien. Ce faciès semble inconnu plus à l'E.

3. LE FACIÈS DU FLYSCH MARNO-MICROBRÉCHIQUE ne semble pas lié, dans notre région, à la proximité du massif cristallophyllien. Ses matériaux paraissent provenir essentiellement de l'érosion de régions où affleuraient des calcaires du Jurassique ou du Crétacé inférieur.

Ces massifs calcaires, essentiellement jurassiques dans notre secteur, devaient être en constant exhaussement pour pouvoir alimenter ce Flysch calcareux dont la puissance est souvent considérable. Ainsi, au même titre que les conglomérats ou que les marnes à galets, le Flysch à microbrèches semble un reflet des jeux structuraux. Sa zone de dépôt jalonne exactement l'axe orogénique principal Sidi-Mansour Meid-Aïcha.

Au voisinage des parties émergées, vivaient des Foraminifères benthoniques; certains, comme les Orbitoïdés, étaient franchement néritiques. A l'opposé, les espèces planctoniques ne sont pas très abondantes dans ces formations.

Ce faciès de Flysch à microbrèches, qu'il convient de distinguer du Flysch schisto-gréseux lié aux massifs anciens, se retrouve en d'autres régions du domaine tellien.

Dans le Constantinois oriental, un Flysch identique a été signalé par L. Joleaud (1912, p. 175-176) au Mansourah de Constantine. R. Busnardo (1954) vient de le dater par des microfaunes et d'étendre considérablement son aire de répartition, en particulier vers le NE.

Dans le chaînon Hahouner-Debar, le Flysch à microbrèches sénonien possède une vaste répartition. Il existe en particulier au N du Kef Hahouner : ainsi, au SW du Koudiat el-Miade, ce Sénonien moyen (J. Magné) repose sur des marno-calcaires à Ammonites de l'Éocrétacé, le tout étant charrié sur la retombée nord du monoclin al autochtone de l'Hahouner (où le Sénonien présente un faciès tout différent, de type tellien, marneux et marno-calcaire). Le Flysch à microbrèches existe encore autour du Dj. Debar : S de Roknia (Sénonien élevé suivant J. Magné)... Dans ce chaînon Hahouner-Debar, la liaison de la formation à microbrèches avec les calcaires néritiques du Crétacé inférieur est loin d'être évidente.

1. Par intervention de phénomènes de charriage, selon l'École de Besançon.

Dans le domaine des Babors, le Sénonien à microbrèches semble beaucoup plus rare. Il est représenté, au sommet de l'autochtone ou en lambeaux de poussée, au col de Selma (S de Cavallo) et, d'après A. Lambert (comm. orale), vers Souk-et-Tenine et dans la zone de fractures limitant au S le massif éruptif d'Oued-Amizour.

Autour de la Grande Kabylie, le Flysch sénonien à microbrèches est très répandu.

Dans toute la région au N (LAMBERT et MARIE, 1948) et à l'E (LAMBERT, rapports inédits, Serv. Colon. Hydraul.) du massif ancien kabyle, le Sénonien comprend en effet des niveaux à faciès flysch, les uns surtout gréseux (matériel emprunté au Cristallophyllien), les autres surtout à microbrèches calcaires (provenant probablement de calcaires jurassiques, actuellement inconnus à l'W du Dj. Arbalou). L'extension de ces faciès a été récemment précisée (DUPLAN, 1952 a et 1953).

Au SW de la Grande Kabylie existent des formations très comparables, avec lits de poudingues. Certaines, à l'E de l'Arba (« formation de Takourabett »), appartenant au Sénonien élevé, constitueraient la couverture du Flysch schisto-gréseux « albo-aptien » (GLANGEAUD et AYMÉ, 1935). Plus au S, entre Tablat et Laperrine, A. Lambert (1945) a découvert une puissante formation de marnes grises à lits de microbrèches, datées au moins du Santonien par une microfaune à Rosalines (AYMÉ, GLANGEAUD et MAGNÉ, 1954). Déjà mentionnées par L. Glangeaud (1932, p. 266-269) près de l'Arba, elles constitueraient au SW d'Alger, dans la zone II définie par cet auteur, des niveaux détritiques « généralement peu étendus et de faible épaisseur ».

Au Maroc et en Espagne méridionale, enfin, il est vraisemblable que des microbrèches calcaires entrent pour une part dans la constitution du Flysch sénonien du Rif (zone marno-schisteuse) et de la région au N de Malaga (FALLOT, 1944, p. 65).

Il est cependant trop tôt pour pouvoir reconstituer la paléogéographie du Sénonien du N de la Berbérie : la répartition des faciès eux-mêmes, dans l'espace et surtout dans le temps, reste très mal connue.

6. — LISTE FAUNIQUE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

La stratigraphie fine du Sénonien de l'W de la chaîne numidique n'est rendue possible que par l'étude des associations micropaléontologiques¹. Les successions lithologiques étant très variables et difficiles à reconstituer dans la plupart des cas, la liste ci-après ne peut être qu'une liste globale, indépendante des conditions de gisement, précisées dans la description des affleurements.

<i>Rzehakina epigona</i> (RZEHAKE) et sa var. <i>lata</i> CUSH. et JARV.	<i>Pseudoglandulina</i> cf. <i>bistegia</i> (OLZEWSKI)
<i>Textularia</i> sp.	<i>Ps. manifesta</i> (REUSS)
<i>Spiroplectammina</i> sp.	<i>Palmula</i> sp.
<i>Marssonella oxycona</i> (REUSS)	<i>Fronicularia</i> sp.
<i>Arenobulimina</i> sp.	<i>Robulus</i> sp.
<i>Quinqueloculina circularis</i> (BORNEMANN)	<i>Fissurina laevigata</i> (KAUF.) = « <i>Lagenas</i> »
★ <i>Qu.</i> sp.	<i>F. ovalis</i> (KAUF.)
<i>Sigmoilina</i> sp.	<i>Bulimina</i> cf. <i>aspera</i> CUSH. et PARK.
<i>Lenticulina</i> sp.	<i>B.</i> cf. <i>spinata</i> CUSH. et CAMP.
« <i>Cristellaria</i> » sp.	<i>B.</i> cf. <i>trinitatis</i> CUSH. et JARV.
<i>Marginulina cretacea</i> CUSH.	<i>B.</i> sp.
<i>Vaginulina</i> cf. <i>multicostata</i> CUSH.	<i>Buliminella fabilis</i> CUSH. et PARK.
<i>Dentalina catenula</i> REUSS	<i>Reussella szajnochae</i> (GRZYBOWSKI)
★ <i>D.</i> sp.	<i>Bolivinoidea draco miliaris</i> HILT. et KOCH
	<i>Ellipsenodosaria</i> cf. <i>pseudoscripta</i> CUSH.

1. La presque totalité des déterminations de Microforaminifères sont dues à M. J. Sigal (la mention des autres spécialistes est donnée plus haut dans le texte, à chaque occasion). Les astérisques indiquent, rappelons-le, des espèces pour la plupart inédites, dont la description sera faite dans la thèse de J. Sigal (en préparation).

- E. stephensoni* var. *speciosa* CUSH.
Allomorphina cretacea REUSS
A. obliqua REUSS
A. trochoides (REUSS)
A. whangaia FINLAY
A. sp.
★ *Nonion* sp.
Nonionella robusta PLUMMER
★ *N. sp.*
Valvulineria allomorphinoides (REUSS)
Gyroidina sp.
Cibicides sp.
★ *Planulina* sp.
Anomalina rubiginosa CUSH.
Pseudoparella cf. *texana* (CUSH.)
★ *Ps. sp.*

Globigerina sp.p.
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER)
R. sp.
Globigerinella sp.
Biglobigerinella sp.
Globotruncana conica WHITE
Gl. rosetta CARSEY
Gl. sigali REICHEL
Gl. stuarti (DE LAPP.)
Gl. angusticarinata GANDOLFI
Gl. arca (CUSH.) : forme primitive et forme typique
Gl. caliciformis (DE LAPP.)
Gl. contusa CUSH.
Gl. coronata BOLLI
Gl. elevata BROTZEN
Gl. falsostuarti SIGAL

Gl. fornicata PLUMMER : forme typique et forme conique
Gl. globigerinoides BROTZEN
Gl. lamellosa SIGAL
Gl. lapparenti lapparenti BROTZEN
Gl. lapparenti tricarinata (QUER.)
Gl. linnei (D'ORB.) et sa var. *bulloides* (VOGLER)
Gl. marginata (REUSS)
Gl. plicata WHITE
Gl. ventricosa WHITE
Gl. sp.
Globorotalites micheliniana (D'ORB.)
Gumbelina deflaensis SIGAL
G. globulosa (EHRENB.)
G. nuttalli VOORWIJK
G. cf. paucistriata ALBRITTON
G. plummerae LOETTERLE
G. reussi CUSH.
★ *G. sp.p.*
Pseudogumbelina costulata (CUSH.)
Ps. striata (EHRENB.)
Pseudotextularia varians RZEHAKE
Ventilabrella eggeri CUSH.
V. sp.p.

Operculina sp.
Siderolites sp.
Orbitoides media (D'ARCH.)

Echinocorys sp.?

Inoceramus cf. *planus* MÜNSTER
In. sp.p.

CHAPITRE XII

L'ÉOCÈNE

La plus grande partie de l'Éocène est représentée dans le territoire étudié, mais les problèmes que posent ces terrains sont encore loin d'être tous résolus.

L'extrême base de l'Eocène revêt la forme de marnes noires à nodules jaunes, qui paraissent parfois reposer en légère discordance sur les marnes sénoniennes, dont elles perpétuent cependant le régime pélagique.

Des calcaires à patine blanche, avec souvent des silex noirs, surmontent en parfaite continuité les marnes précédentes. Il s'agit du classique faciès des calcaires « suessoniens » à Globigérines, datés ailleurs de l'Yprésien et du Lutétien inférieur.

Le Lutétien plus élevé vient d'être récemment caractérisé par des microfaunes, sous forme de marnes noires identiques à celles de l'Éocène basal. Il existe aussi dans le centre et l'E de la chaîne numidique, en dehors de notre champ d'études, sous l'aspect de calcaires à Nummulites. Partout, quel que soit son faciès, le Lutétien semble transgressif sur des assises d'âge varié.

La partie supérieure des marnes noires, essentiellement lutétiennes, peut-être séparée par une discordance (?) des couches plus anciennes, appartient au Lutétien supérieur-Priabonien, selon les micropaléontologistes.

Les faits géologiques intéressant la partie terminale de l'Éocène supérieur sont encore mal connus. L'existence d'assises à faune lutétienne au sein de la série néonummulitique pose un problème grave. Nous admettons, dans cet ouvrage, que ces formes lutétiennes (essentiellement des Nummulites) sont remaniées dans l'Oligocène post-orogénique. Cependant les relations des marnes noires du Lutétien-Priabonien avec les brèches calcaires à Nummulites n'étant pas encore précisées, un doute doit planer sur l'âge exact de ces dernières formations et par là sur le moment précis du paroxysme orogénique.

Comme c'était déjà le cas au Sénonien, la stratigraphie de l'Éocène du Nord-Constantinois ne peut être basée que sur l'étude des Microforaminifères, dont l'étude, déjà ébauchée par M. J. Sigal, a été entièrement reprise par M. J. Magné, spécialiste de ces niveaux : toutes les listes microfauniques et leur interprétation, sauf exception mentionnée, sont dues à ce dernier.

1. — HISTORIQUE

Les calcaires à Nummulites de l'E de la chaîne numidique ont été remarqués par les premiers observateurs : mais ils ne furent attribués à l'Éocène moyen (« Parisien ») qu'à partir de Coquand (1854). Après lui, divers géologues ont précisé le détail des affleurements calcaires lutétiens.

C'est à Tissot (1881) que l'on doit l'individualisation de l'Éocène inférieur (« Suessonien ») dans l'W de la chaîne numidique : cet ingénieur reconnut que la base en était formée de marnes noires à nodules jaunes, le sommet de calcaires à silex.

Ficheur (1900), considérant comme sénoniennes les marnes à nodules jaunes, ne cartographia plus en Éocène inférieur que les calcaires à silex. Il en précisa les principaux affleurements au N et à l'W du Meid-Aïcha, au N et au NW de Zeraïa et de Rouached. L'Éocène moyen que cet auteur (1896) individualisa au Koudiat Enzel-Akahal pourrait être, comme l'a bien dit P. Deleau (1938 c), du Nummulitique supérieur.

Modifiant justement les vues de Ficheur, L. Joleaud (1932, p. 197) mentionna, sous les calcaires à silex, des « argiles » noires dano-montiennes. Il continua malheureusement à classer dans le Sénonien les formations similaires du flanc méridional de la chaîne numidique (S des Mouïa, N de Zeraïa...). De plus, Joleaud attribua au Lutétien les marnes à microbrèches de la région d'Hamala et de zones plus orientales, qui appartiennent en fait au Crétacé supérieur (*p.p.* au moins).

Dans son étude de la zone du Mcid-Aïcha, P. Deleau (1938 c) ne modifia guère, en ce qui concerne l'Éocène, sauf exception, les idées de Joleaud. Plus à l'E, il découvrit, à l'E du Sidi-Dris, de nouveaux affleurements d'Éocène inférieur (Tarkount; SE d'El-Kantour). Le même auteur décrivit longuement les formations à Nummulites de l'E de la chaîne numidique.

Prenant à son compte les observations de P. Deleau, J. Flandrin (1948) admit comme lui l'émergence du massif kabyle, tant à l'Éocène inférieur qu'au Lutétien. A cette dernière époque, un étroit chenal marin, le « bras de mer kabyle », situé à la limite méridionale des massifs paléozoïques littoraux, aurait été séparé des mers lutétiennes, recouvrant les régions telliennes et sahariennes, par un seuil émergé, lui aussi extrêmement étroit et très allongé.

Dans une note préliminaire, en collaboration avec J. Sigal (1952), nous avons insisté sur l'importance que prenait, dans l'W de la chaîne numidique et probablement dans tout l'Ouest-Constantinois, l'Éocène à faciès de marnes noires à nodules jaunes.

De récents travaux au S des Babors (GLAÇON, 1954) et vers Redjas, juste au S de la chaîne numidique (MAGNÉ et DUROZOV, 1954), complétés par nos propres recherches (1954 d), viennent d'aboutir à la découverte de marnes noires du Lutétien et du Priabonien, en plein sur le « seuil lutétien » supposé émergé : la paléogéographie de l'Éocène moyen s'en trouve bouleversée.

2. — ÉTUDE DES FACIÈS

Sur toute l'étendue du territoire étudié, les marnes à nodules jaunes, d'une part, les calcaires blancs, de l'autre, possèdent des caractères très constants.

A. — LES MARNES A NODULES JAUNES

Leur teinte noire ne varie guère sous l'action des agents atmosphériques. Ce sont très généralement des terrains calcaireux, la qualification d'« argiles », qui leur fut longtemps appliquée, n'étant justifiée que rarement. Néanmoins la richesse en carbonates paraît moindre que dans la plupart des marnes sénoniennes.

Les nodules calcaires à patine jaune sont beaucoup plus fréquents qu'ils ne l'étaient au Crétacé supérieur. Nous invitons le lecteur à se reporter au chapitre précédent (p. 282) tant pour la description que pour les hypothèses de formation de ces rognons. Notons seulement, dans les nodules éocènes, le développement de points ou de filets de silice (quartzine?), se fixant en particulier sur des organismes disséminés dans la masse, et dans lesquels on croit reconnaître des Radiolaires.

La plupart de ces nodules sont compacts et homogènes : on peut s'en rendre compte par l'examen de leurs sections. Plus rarement, il s'agit de vrais septarias (RICHARDSON, 1919) montrant les craquelures caractéristiques (fig. 62) à la surface même des blocs.

Des nodules glauconieux, dont l'allure extérieure mime celle des rognons calcaires, ont été rencontrés dans les marnes noires éocènes, au SW du Koudiat Ach-el-Agab (S. Mer.; $x = 795,5$; $y = 359,7$).

La matrice gris-noirâtre de ces nodules est formée par une silice cryptocristalline (quartzine?), associée à de la calcite assez finement cristallisée et à de petits amas informes de limonite. Dans ce fond se détachent

d'innombrables granules verts de glauconie, parfois coalescents mais souvent séparés, en général arrondis mais quelquefois anguleux : leur dimension oscille autour de 0,5 mm. La glauconie est chargée d'un carbonate limpide, en larges plages sans formes cristallines. Enfin, de la magnétite constitue de petits amas au pourtour de certains granules glauconieux ou à leur voisinage immédiat.

On sait la fréquence des « glauconites », en lits ou en rognons, dans l'Éocène marneux du N de la Tunisie (GOTTIS, 1953 b). Leur aspect est très voisin de celui de nos propres nodules glauconieux.



FIG. 62. — Nodule de calcaire à patine jaune de l'Éocène.
Bloc observé au flanc S du Dj.Imoula (S de Tamentout). Dimension : de l'ordre du mètre.
Voir l'aspect de septaria.

B. — LES CALCAIRES « SUESSONIENS »

Ce sont habituellement des calcaires compacts, lités, de patine blanchâtre mais qui à la cassure montrent un ton variable, souvent noirâtre ou grisâtre. Au choc, ils dégagent parfois une odeur légèrement fétide. Mais nous n'avons pas rencontré de niveaux bitumeux, fréquents ailleurs en Algérie dans ces assises.

A la différence des calcaires argileux sénoniens, dont la structure microscopique est plus ou moins grumeleuse, les calcaires éocènes sont en règle générale homogènes et finement cristallins. De petits rhomboédres d'un carbonate assez fortement réfringent (dolomite?) parsèment la roche. Leur taille moyenne est de l'ordre de 50 μ . Ils sont souvent chargés d'oxyde de fer à leur pourtour.

Néanmoins, comme les formations sénoniennes, les calcaires éocènes peuvent être qualifiés de planctoniques. Ils contiennent en effet d'innombrables Foraminifères, parmi lesquels dominent les Globigérines à test épais. Les matières détritiques sont réduites à de minuscules débris de quartz dispersés.

Dénués, dans notre secteur, de tout reste de macrofaune, les calcaires « suessoniens » sont faciles à reconnaître, grâce à leurs silex d'un noir mat, aux formes variées (en lits, en longues amandes ou en nodules arrondis). Le problème de leur genèse ne sera pas abordé ici.

La silice est très diffuse dans le calcaire englobant les rognons siliceux. Le plus souvent cryptocristalline, elle constitue d'innombrables petits amas plus ou moins arrondis (sur d'anciens organismes?), alignés en bandes grossièrement parallèles à la stratification.

Dans bien des cas cependant, les silex font défaut. On constate alors que ces calcaires se clivent facilement, obliquement à la stratification. Par enrichissement en argiles, on passe progressivement à des calcaires marneux compacts ou feuilletés.

3. — DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Nous traiterons d'abord des affleurements septentrionaux, très réduits, situés près de la bordure du massif ancien. Le plus grand développement de l'Éocène a lieu en effet au S de l'axe orographique de la chaîne numidique.

A. L'Eocène entre Texenna et Tamentout

Au SW de l'anticlinal à cœur liasique du Dj. Sidi-Mansour, une bande discontinue de calcaires « suessoniens », le plus souvent sans silex, paraît jalonner en direction WNW-ESE l'axe d'un synclinal dont les flancs seraient formés de marnes noires à nodules jaunes.

Au NE, on trouve à partir de l'axe synclinal la série renversée suivante, qui a été relevée au SW du marabout Sidi-Mansour :

4. calcaires à silex,
3. calcaires marneux blanchâtres (quelques mètres) formant un niveau de transition à
2. marnes noires à nodules jaunes (de l'ordre de 100 m),
1. marnes noirâtres avec bancs calcaires discontinus (Sénonien probable).

Au SW des calcaires « suessoniens » à silex, on retrouverait une succession analogue. Le niveau de transition (niveau 3) a fourni (T.; x = 780,3; y = 368,9) des Globigérines à cachet éocène, des *Spiroplectamina*, des Radiolaires. Plus au S, affleurent des marnes très noires, pauvres en carbonates, passant à de véritables argilites et renfermant, outre de rares nodules calcaires à patine jaunâtre (quelquefois grisâtre), de petits rognons gris, argileux. Ces formations, très puissantes (500 m ?) n'ont pu être datées. Elles sont, il est vrai, surmontées, à la cote 971, par un lambeau de calcaires « suessoniens »; d'autre part, elles semblent reposer à l'E sur le Flysch sénonien à microbrèches.

Ces marnes sont surmontées, vers le SW, par du Miocène. Près de Mrada (Tam.; x = 776,8; y = 368,25), les marnes burdigaliennes remanient des espèces « paléocènes »¹, qu'on peut supposer de provenance locale : *Bulimina* sp., *Spiroplectamina spectabilis* (GRZYB.).

Non loin au NW du col de Tamentout, l'Éocène est impliqué dans de petits plis couchés au N. Il comporte (fig. 124, coupe VII), 600 m au N de la maison forestière, des calcaires lités, apparemment plissés en synclinal couché (?); ceux-ci sont séparés des marnes noires à nodules jaunes par des marno-calcaires feuilletés, blanchâtres, qui ont livré une microfaune probablement yprésienne :

Globorotalia wilcoxensis var. *acuta* TOULMIN

Gl. aragonensis NUTTALL

Gl. angulata (WHITE)

Globigerina soldadoensis BRÖNN.

G. eocenica TERQUEM.

G. triloculinoïdes PLUMMER

Cibicides sp.

Spiroplectamina sp.

Mentionnons enfin l'existence de blocs éboulés de calcaires « suessoniens » au S de Bou-Djouada et de marnes noires peut-être éocènes sous les grès « numidiens » situés au SW du Koudiat Beni-Assoun. Mais les lambeaux de calcaires « suessoniens » figurés (EHLMANN, 1946) autour de ce sommet ne paraissent pas exister.

1. Terme englobant le Montien et le Landénien.

B. L'Éocène au N du chaînon des Zouara

Au delà du col de Fédoulès, on ne retrouve d'Éocène certain qu'à l'E de l'O. Tessala et jusqu'à la Mat el-Merissa. On remarque toute une série de petits synclinaux de calcaires « suessonien », extrêmement disloqués, souvent déversés, séparés du Sénonien par un mince coussinet de marnes noires à nodules jaunes (fig. 125).

La route de Texenna à Mila en offre une bonne coupe au NW de Sidi-ben-Nouar. Au N des calcaires bleu-gris, compacts, du « Suessonien », des marnes noirâtres à intercalations grises plus calcaires ont fourni :

<i>Globorotalia</i> cf. <i>angulata</i>	<i>G.</i> sp.
<i>Gl. crassata</i> var. <i>densa</i> CUSH.	<i>Uvigerina eocaena</i> GÜMB.
<i>Gl. crassata</i> var. <i>aequa</i> CUSH. et RENZ	<i>Pullenia quinqueloba</i> (REUSS) var. <i>angusta</i> CUSH. et TODD
<i>Globigerina eocenica</i>	<i>Cibicides</i> sp.

Au S du « Suessonien » calcaire, on retrouve des marnes, mais cette fois en contact disharmonique : ces marnes, de couleur noire, à grosses lentilles de calcaire jaune, n'ont pu être datées.

Une coupe sur l'arête au N du Koudiat Nedjar permet de mesurer environ 50 à 70 m de marnes noires à nodules jaunes entre, au S, le Flysch sénonien à microbrèches et, au N, les calcaires « suessonien ». Ceux-ci dessinent en apparence un synclinal très pincé, à couches subverticales. Le cœur du pli est occupé par des calcaires compacts à silex, séparés des marnes noires par des calcaires feuilletés, visibles au N et au S.

En allant vers l'E, on retrouve des affleurements éocènes près de la Mat Samta. Au NE du point 902, on observe du N au S la coupe ci-après :

1. marnes noires à nodules jaunes (très épaisses),
2. calcaires gris compacts, un peu dolomitiques.

Ces calcaires, légèrement glauconieux, sont extrêmement riches en Foraminifères de l'Éocène inférieur : *Globigerina*, *Globorotalia*, « *Cristellaria* », *Cibicides*, *Nodosaria* et *Verneuillinae*. Paraissant constituer le cœur d'un synclinal couché au N, ces calcaires sont surmontés par des marnes noires « paléocènes » (?) étirées puis par le Flysch sénonien à microbrèches.

A l'W de la cote 1052, les marnes noires 1, situées directement sous le Flysch sénonien, ont livré, outre des formes crétacées remaniées :

<i>Globorotalia</i> sp.	<i>B.</i> cf. <i>macilenta</i> CUSH. et PARK.
<i>Globigerina eocenica</i>	<i>B.</i> cf. <i>stalacta</i> CUSH. et PARK.
<i>G. pseudobulloides</i> PLUMMER	<i>Gyroidina</i> sp.
<i>Spiroplectammina</i> aff. <i>trinitatis</i> CUSH. et RENZ	<i>Osangularia expansa</i> (TOULMIN)
<i>Bulimina</i> cf. <i>ovata</i> D'ORB.	<i>Anomalina</i> sp.

On retrouve l'Éocène plus à l'E, entre les Kefs Natour et Dardja, au N du Dj. ed-Derdara. Immédiatement sous les grès « numidiens », on distingue des marnes noires à nodules jaunes, largement étalées au S du Natour. Ces marnes, vraisemblablement éocènes (elles n'ont pu être datées) sont séparées, par une lame triasique, de calcaires gris très redressés dont les minces lits rognonneux, à délits marneux, n'ont pas été distingués cartographiquement¹ de la série marneuse, essentiellement sénonienne, au sommet de laquelle on les trouve.

La microfaune des bancs calcaires est assez pauvre : cependant les Globigérines et quelques *Globorotalia* indiqueraient, selon J. Magné, un Éocène inférieur assez haut, proche de l'Yprésien.

1. Ces niveaux ont été cartographiés par erreur comme comportant des galets. Il s'agit en vérité de formations rognonneuses.

Quelques kilomètres plus au S, à *Fedj-Beïnen*, les marnes du complexe crétacé-éocène réapparaissent. Le Flysch sénonien à microbrèches forme en général le substratum direct des grès « numidiens », sauf au SE de l'affleurement où des marnes noires à nodules jaunes ont livré des Globigérines à cachet éocène (selon J. Sigal).

Entre le Dj. Anz-el-Arbi et le Dj. Moul-el-Mcid, les mêmes formations déterminent le *col de Fedj-Akdal*. Les marnes noires qui règnent au S de là ne montrent les habituelles boules jaunes que vers le NW. Elles sont surmontées de marnes grisâtres, de faciès assez spécial, admettant des lits calcaires qui ont révélé (à la cote 1038) d'assez nombreuses Globigérines et des *Globorotalia* de l'Éocène inférieur.

On trouve encore de l'Éocène au SE de la maison forestière de Beïnen, *près de la Mat Soufa* : un synclinal (?) de calcaires « suessoniens » y est environné de marnes noires.

C. L'Éocène au N et à l'E du Mcid-Aïcha

L'Éocène forme de très grands affleurements dans cette région. Les calcaires « suessoniens » déterminent d'importants reliefs (Kef Sidi-Bend-en-Nissane, Kef Berra, Dj. el-Adjissa, Dj. Mech-nouah...) : ils sont séparés du Sénonien par les habituelles marnes noires.

L'étude de cette région n'est pas achevée. Il ressort dès maintenant que l'opposition des deux faciès de l'Éocène est moins absolue qu'ailleurs. Dans la masse calcaire, on repère des intercalations marneuses, comme aussi des niveaux calcaires interstratifiés à la partie haute des marnes. Cette irrégularité de la sédimentation est telle que l'on note parfois de véritables rognons de silex noirs au sein des marnes : c'est le cas au S de la *Mat Beni-Oussama*. La cartographie des deux faciès de l'Éocène est ainsi rendue malaisée.

Au *Kef Sidi-Bend-en-Nissane*, on peut imaginer des plis assez complexes pour expliquer la réapparition, dans la *Mat bou-Daoud*, de marnes noires à épais bancs calcaires à patine jaunâtre, qui sont peut-être seulement un faciès latéral des calcaires « suessoniens ».

Le *Kef Berra*, plus à l'E, montre, sur le méridien de Souk-el-Had, la coupe schématique suivante, du N au S :

1. marnes noires à nodules allongés de calcaire à patine jaune,
2. marnes très calcaires, grises, esquilleuses, passant progressivement au terme 3,
3. calcaires en gros bancs,
4. marnes esquilleuses, avec lits de calcaires à patine jaune (mais non en boules).

Au *N d'El-Karn*, l'Éocène, surmonté par le Nummulitique supérieur, ne montre que de petits affleurements. L'un d'eux, recoupé par la piste forestière d'El-Karn, près de la *Mat el-Ouadia*, comporte de bas en haut :

1. marnes très argileuses, avec ébauches de nodules calcaires,
2. calcaires marneux à rognons de silex noirs.

Le *Dj. el-Adjissa* (alias : Aïssa) semble présenter au S une structure extrêmement simple. L'Éocène débute par une forte épaisseur (150 m au moins) de marnes noires à nodules jaunes.

Nous avons été dans l'impossibilité de tracer une limite entre celles-ci et les marnes noires du Crétacé supérieur¹. On peut tout au plus assurer qu'à environ 300 m sous les calcaires « suessoniens » une barre calcaire est certainement d'âge crétacé (Maestrichtien probable).

Nous devons donc rejeter la notion même d'une importante discordance angulaire (entre 20° et 30°) des marnes noires éocènes sur le Sénonien (DELEAU, 1938 c, p. 372 et fig. XXV, coupes 1, 2 et 3).

1. Cela ne signifie pas nécessairement qu'il y ait passage continu du Sénonien à l'Éocène.

Le sommet des marnes noires de l'Éocène inférieur comporte des intercalations irrégulières de calcaires marneux, nettement au-dessous de la masse principale des calcaires « suessoniens », que marque un abrupt.

Vers l'E comme vers l'W, les calcaires s'effilent au sein des marnes, qui d'autre part les surmontent au N. Dans une première interprétation, les calcaires « suessoniens » formeraient le cœur d'un synclinal couché au S. On ne saurait cependant exclure, dans une seconde interprétation, que cette disposition soit d'origine sédimentaire : les marnes environnant la M^{at} el-Arbala seraient, non pas renversées sur les calcaires « suessoniens », mais en constitueraient la couverture normale.

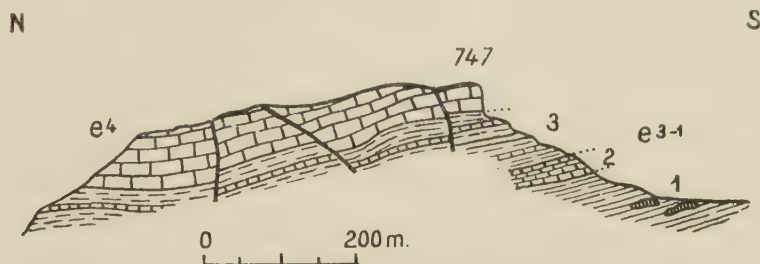


FIG. 63. — Coupe de l'Éocène du Dj. Mechnouah.
e³⁻¹, marnes de l'Éocène inf., avec niveaux plus calcaires; e⁴, calcaires « suessoniens ».
Pour la numérotation (1 à 3), voir le texte.

Au Dj. Mechnouah, des marnes noires forment le substratum normal d'une dalle de calcaires « suessoniens ». Au flanc sud-ouest, vers la cote 747, nous avons observé (fig. 63) :

1. marnes gris-noir, avec quelques nodules allongés de calcaires jaunes,
2. bancs calcaires gris à patine blanche, avec zonations jaunâtres,
3. marnes calcaires conchoïdes ou esquilleuses avec lits plus calcareux,
4. calcaires gris à patine blanche, sans silex.

Les formations marneuses de cette coupe, échantillonnées méthodiquement, se sont révélées azoïques. Un seul lavage (marnes situées à environ 20 m sous le niveau 2), a fourni :

Globigerina eocenica (R)
Osangularia expansa (R)

association indiquant un niveau bas de l'Éocène (« Paléocène »).

Les calcaires 4 (à *Globorotalia*) plongent légèrement vers le N. Ils forment de larges dalles, où nous avons noté des concrétions ayant la forme de Spongiaires (elles ont été égarées). Enfin, au-dessus de ces assises, on rencontre des résidus de marnes noires à lits de calcaire à patine jaune, dont c'est incontestablement la situation normale.

Au flanc nord d'El-Kalaa, à l'E du Mechnouah, les marnes noires prennent un énorme développement. Elles ont livré (J. Sigal), au N du point 612, des éléments éocènes (*Globigerina eocenica*, *G. sp.*, *Globorotalia sp.*), coexistant avec des espèces sénoniennes, évidemment remaniées (gros Buliminidés).

Au S de la M^{at} Ouled-Alouane, des calcaires à silex, avec intercalations de marnes blanches, déjà partiellement cartographiées par P. Deleau (1938 c, fig. XXIV), sont environnés de marnes noires à nodules jaunes, qui deviennent grises et perdent leurs rognons calcaires quand on s'approche des calcaires.

D. L'Eocène au S et au SE de Tamentout

Au SE du chaînon du Tamesguida et au SW de celui des Zouara, l'Éocène constitue de très grands affleurements où les calcaires « suessoniens » et les marnes noires sont également répartis. Notre description intéresse essentiellement le coin sud-ouest de la feuille « Sidi-Merouane », mais aussi la bordure sud-est de la coupure « Tamesguida ».

Jusqu'à ces derniers temps, nous admettions que toutes les marnes noires étaient antérieures aux calcaires « suessoniens », dont les alignements, orientés E-W, représentaient autant de fonds de synclinaux, déversés en des sens variés. L'étude de microfaunes, recueillies indépendamment par G. Durozey et par nous, vient de conduire J. Magné à caractériser des marnes noires lutétiennes et priaboniennes, plus jeunes que le « Suessonien ». Les résultats actuellement connus prouvent que la structure de ce secteur est beaucoup plus complexe que nous ne l'avions d'abord pensé, mais il sont encore insuffisants pour permettre d'en donner une image satisfaisante : le champ de nos levés détaillés n'a pas débordé en effet la feuille « Sidi-Merouane ». Les indications suivantes seront donc fragmentaires.

1. ENTRE TAMENTOUT ET L'O. EL-MENAR, le long de la nouvelle route, sous un Flysch marno-microbréchique du Sénonien supérieur, plongent des marnes noires qui ont fourni, à leur partie moyenne (Tam.; x = 783,3; y = 364,6), une association faunique de l'Éocène, probablement moyen :

Globorotalia crassata var. *densa*
Gl. cf. topilensis (CUSH.)
Globigerina yeguaensis WIENZ. et APP.

G. sp.
Uvigerina cf. eocaena
Gyroidina sp.

Sous ces marnes vient en apparente continuité la série calcaire « suessonienne ». A sa partie terminale (Tam.; x = 782,78; y = 363,77), des marnes calcaires grises ont livré une microfaune pauvre en individus, à cachet « paléocène », ce qui est assez singulier :

Rzehakina epigona (RZK) var. *lata* CUSH. et JARV.
Nodosaria affinis D'ORB.
N. sp. (épineux)
Lenticulina sp.

Darbyella sp.
Gyroidina sp.
Anomalinoidea danica (BROTZEN)
Valvulineria sp.

La large masse de calcaires « suessoniens » qui domine l'O. el-Menar comporte en son axe une bande de marnes noires qui, au SW de Bin-el-Ouar (Tam.; x = 783,75; y = 363,48), semblent bien reposer sur les calcaires. Une riche microfaune indique effectivement un âge lutétien supérieur-priabonien :

Globorotalia cf. centralis CUSH. et BERM.
Gl. cocoaensis CUSH.
Globigerina cf. dissimilis CUSH. et BERM.
G. cf. ouachitaensis HOWE et WALL.
Siphogenerina sp.

Bulimina truncana GÜMB.
Gyroidina sp.
Lenticulina sp.
Haplophragmoides sp.
Miliolites...

Enfin, au NE de la Mat es-Sekrouna (Tam.; x = 783,2; y = 362,65), les calcaires « suessoniens » plongent très fortement sous des marnes noires, d'âge identique à celui des précédentes.

2. ENTRE TAMENTOUT et BIR-CHOUGHEN, une bande de calcaires « suessoniens » se poursuit sans interruption, depuis Ech-Chenakra jusqu'à Kaa-el-Kef, par le Dj. Srrhir. Ces calcaires plongent vers le N, plus ou moins intensément, sous des marnes noires (avec ou sans boules calcaires jaunes), qui s'enfoncent à leur tour sous le Flysch à microbrèches sénonien. Ces marnes noires ont été datées, en plusieurs points, du Lutétien supérieur-Priabonien. Voici le tableau des espèces recueillies :

	1	2	3	4	5	6
<i>Globorotalia acuta</i>						+
<i>Gl. cocoaensis</i> CUSH.	+					
<i>Gl. cf. cocoaensis</i>			+			
<i>Gl. cf. crassata</i> (CUSH.)		+				
<i>Gl. cf. crassata</i> var. <i>densa</i>						+
<i>Gl. sp.</i>	+			+	+	
<i>Globigerina cf. alpigena</i> GÜMB.		+	+	+		
<i>G. cf. bulloides</i> var. <i>cryptomphala</i> GLAESSNER			+			
<i>G. concinna</i> REUSS				+		
<i>G. aff. conglobata</i> BRADY			+			
<i>G. eocenica</i>				+		+
<i>G. cf. eocenica</i>			+		+	
<i>G. linaperta</i> FINLAY	+	+				
<i>G. mexicana</i>	+					
<i>G. cf. mexicana</i>		+	+			
<i>G. rotundata</i> var. <i>jacksonensis</i> BANDY			+			
<i>G. cf. yeguaensis</i>	+	+				
<i>G. sp.</i>			+	+	+	+
<i>Globigerinoides index</i> FINL.			+			
<i>G. cf. index</i>	+					
<i>Hantkenina dumblei</i>			+			
<i>Cibicides hispaniolae</i> BERM.				+		
<i>C. sp.</i>	+	+				+
<i>Anomalina sp.</i>	+			+		
<i>Spiroplectammina mississippiensis</i> CUSH.	+	+				
<i>Sp. cf. spectabilis</i>					+	
<i>Uvigerina eocaena</i>						+
<i>U. aff. eocaena</i>	+	+				
<i>U. sp.</i>			+	+		
<i>Cassidulina globosa</i> HANTKEN			+			
<i>C. cf. globosa</i>				+		
<i>C. sp.</i>	+		+			
<i>Bulimina macilenta</i>				+		
<i>B. sp. (gr. ovata</i> D'ORB.)					+	
<i>B. truncana</i> GÜMB.				+		
<i>Textularia cf. jarvisi</i> CUSH. et TODD				+		
<i>Lenticulina sp.</i>	+				+	+

Points de récolte :

- | | |
|---|-----------------------------------|
| 1. Tam.; x = 783,75; y = 362,50 (éch. G. Durozoy) ; | 2. Tam.; x = 784,20; y = 362, 70. |
| 3. S. Mer.; x = 790,8; y = 364,0 ; | 4. S. Mer.; x = 790,8; y = 364,1. |
| 5. S. Mer.; x = 794,85; y = 364,9 ; | 6. S. Mer.; x = 794,9; y = 364,8. |

L'épaisseur de ces marnes noires du Lutétien supérieur-Priabonien est souvent faible, de l'ordre d'une centaine de mètres. Elles affleurent plus largement à l'W (S de Tamentout) et à l'E (E de Kaamel-Kef). On y rencontre parfois (N d'El-Ouatiane) des lentilles calcaires, pouvant témoigner d'autant de petits replis synclinaux (?).

Ces marnes reposent, nous l'avons dit, sur une *barre de calcaires « suessoniens »* dont la puissance varie de 0 à 250 m environ : ces variations sont, au moins en partie, dues à la tectonique. Les calcaires

présentent fréquemment, à leur sommet, des niveaux feuilletés ou en plaquettes, parfois avec récurrences marneuses (Tagradja). Au-dessous, l'essentiel du « Suessonien » est très riche en silex noirs.

Sous ces calcaires, avec, autour de la limite, un régime d'alternances (Rhedir-Chair; S d'El Ouatiane; Temoula; SW du Dj. Sshir), on retrouve une *seconde série de marnes noires*, en tous points semblables aux précédentes. Elles sont épaisses au moins de 500 m et leur substratum est ici inconnu. A 150 m sous leur sommet (S. Mer.; x = 792,8; y = 363,65), ces marnes, riches en nodules calcaires jaunes, ont livré, outre de nombreux Radiolaires, une association franchement éocène (postérieure au « Paléocène ») :

Globorotalia cf. *wilcoxensis* var. *acuta*

Gl. aff. *cocoaensis*

Gl. sp.

Globigerina cf. *alpigena*

G. cf. *concinna*

G. danvillensis HOWE et WALL.

G. eocenica

G. pseudobulloides

3. AU S DE LA BANDE DE CALCAIRES « SUESSONIENS » ci-dessus, que suit l'O. el-Kebir entre Ech-Chenakra et le Dj. es-Sibous, réapparaissent de nouvelles marnes noires à nodules jaunes; vers l'E, elles paraissent s'enfoncer sous les calcaires « suessoniens » de la rive droite de l'O. bou-Selah.

Ces marnes admettent vers leur sommet les habituelles intercalations calcaires : ainsi à Belemane et probablement aussi à l'Aïn-el-Biata.

On ignore le substratum de ces marnes, dont les niveaux les plus bas ont fourni à G. Durozoy (Tam.; x = 785,50; y = 360,60) une microfaune à cachet « paléocène », selon J. Magné (rens. inédit) :

Globigerina eocenica (R)

Osangularia expansa (R)

Haplophragmoides sp. (TF)

Textulariella sp.

Spiroplectammina aff. *mexicana* (COLE)

Au S, ces marnes sont surmontées, le long de la cluse de l'O. el-Kebir, par des calcaires « suessoniens ». Un régime d'alternances s'observe d'ailleurs sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, près de la limite. Un échantillon de marnes nous a fourni (Tam.; x = 785,55; y = 359,85) une association qui marquerait le sommet du « Paléocène » :

Globorotalia aragonensis NUTTALL

Valvulineria sp.

Nodosaria sp.

Lenticulina sp.

Clavulinoides sp.

Bulimina cf. *stalacta* CUSH. et PARK.

Osangularia expansa

Vaginulina sp.

En allant plus au N, la même bande de marnes noires comporte des niveaux que la microfaune permet de dater du Lutétien supérieur-Priabonien et dont les relations avec les précédents restent inconnues, laissant supposer des superpositions anormales de marnes lutétiennes sur marnes « paléocènes ».

Ainsi, au NE d'El-Harek (Tam.; x = 784,40; y = 360,83), on trouve :

Globorotalia sp.

Globigerina linaperta

G. cf. *mexicana*

G. yeguaensis

Siphonina ornatissima COL.

et aux Ouled-bou-Djemaa (Tam.; x = 784,38; y = 361,5) :

Globorotalia centralis

Gl. cf. *cocoaensis*

Gl. lehneri CUSH. et JARV.

Globigerina mexicana

Bulimina jacksonensis CUSH.

Hantkenina cf. *dumblei*

Cibicides sp.

Uvigerina cf. *eocaena*

Spiroplectammina mississippiensis

Sp. sp.,...

Siphogenerina sp.

Spiroplectammina mississippiensis

Hantkenina cf. *dumblei*

Cibicides sp.

Siphonina ornatissima...

En revenant au SE, en se dirigeant vers le pont de l'O. el-Kebir (Lentia), on trouve, au-dessus des calcaires « suessoniens » qui prolongent à l'E le Dj. Imoula, de nouvelles marnes noires qui ont pu être datées¹ de l'Éocène, probablement moyen (Tam.; x = 786,15; y = 359,12) par une microfaune pauvre et mal conservée :

Globorotalia sp.
Globigerina eocenica

Cancris sp.
Virgulina cf. *danvillensis* HOWE et WALL.

E. L'Éocène au N de Zeraïa

On trouve essentiellement dans ce secteur des marnes noires à nodules jaunes.

Au N de l'O. el-Kebir, elles émergent en quelques points sous les éboulis, en particulier autour de la Mat Beni-Afek. Le long de la piste forestière de Beïnen (S. Mer.; x = 805,2; y = 361,2), des calcaires à cassure grisâtre, intercalés dans les marnes, ont montré de nombreuses Globigérines et quelques *Nodosaria* ou *Dentalina* : il s'agit d'Éocène.

Au S de l'O. el-Kebir, les marnes noires éocènes, largement étalées, n'ont pas moins de 500 m d'épaisseur. Certains niveaux sont extraordinairement riches en nodules calcaires jaunes. Au Draa-er-Riba, des filonnets de gypse translucide lardent les marnes : il n'est pas impossible qu'il s'agisse d'une remise en mouvement de sulfates dispersés dans la formation. Au S de Bou-Fouah, à la limite de la feuille « Redjas », des bancs de calcaires à silex ou de calcaires marneux (Aïn-el-Hammam) paraissent interstratifiés dans la masse marneuse. Il en est de même, beaucoup plus à l'W, au Koudiat-el-Mraba. Signalons enfin l'existence, à l'E de la Mat Rhalamas, de veines de calcite à structure « beef », interstratifiées dans les marnes.

Ces marnes noires ont pu être datées de l'Éocène inférieur franc, près de l'extrémité sud du pont sur l'Oued-el-Kebir (Kribsa), stratigraphiquement à environ 200 m sous la dalle « suessonnienne » du Kef ez-Zit :

Globorotalia cf. *wilcoxensis* var. *acuta*
Gl. sp.
Globigerina eocenica
G. pseudobulloides

G. triloculinoides PLUMMER
G. cf. *soldadoensis*
Lenticulina sp.
Nodosaria sp.

En allant vers le S, les marnes de l'Éocène inférieur sont surmontées par les calcaires « suessoniens », entre le Dj. Kekra, à l'W, et Moul-Knafel, à l'E. La base de ces derniers est constituée parfois de calcaires feuilletés, les niveaux à silex venant plus haut : c'est le cas au NW du Dj. Kekra, où d'ailleurs la série semble localement renversée.

Nous n'avons pas étudié, sur la coupure « Redjas », la zone de calcaires « suessoniens » si développée au S du Dj. Kekra. Tout récemment, G. Durozoy a relevé des coupes dans ce secteur, le long de l'O. Redjas et à l'W de cette rivière (MAGNÉ et DUROZOY, 1954). On a ainsi du N au S et de bas en haut, synthétiquement, d'après ces auteurs :

1. marnes noires inférieures (« Paléocène »),
 - 2 a. calcaires noirs, en bancs sans silex (100 m env.), puis avec silex (40 m env.),
 - 2 b. calcaires noirs et marno-calcaires (180 m env.),
3. marnes noires supérieures.

Le terme 1, qui représente la continuation latérale des marnes que nous avons caractérisées ci-dessus, a été daté dans les gorges au SW de Zeraïa par une microfaune banale. Le terme 2 n'a encore révélé, dans

1. En un point voisin (Tam.; x = 786,25; y = 359,25), G. Durozoy (MAGNÉ et DUROZOY, 1954) a récolté une microfaune plus typique, qui, outre de nombreuses Globigérines, comporte : *Virgulina danvillensis*, *Bulimina jacksonensis*, *Bolivina* cf. *moodyensis* CUSH, et TODD, *Uvigerina* sp., *Siphogenerina* sp.,...

ses horizons marneux, que des associations assez ambiguës. G. Durozoy émet l'opinion de discordances stratigraphiques légères entre les termes 2 et 3, comme aussi au sein même de ces dernières marnes entre une partie basale (Lutétien franc) et une partie élevée (Lutétien supérieur-Bartonien), que seules les microfaunes permettraient d'ailleurs de différencier.

Le substratum des marnes de l'Éocène inférieur apparaît à l'W de Sidi-Merouane. La série éocène y prend d'ailleurs des caractères particuliers, qui nécessitent une description spéciale.

Tout d'abord, des marnes noires, parfois sans nodules jaunes, arrivent directement en transgression sur le Crétacé moyen, en particulier sur l'Aptien supérieur de Krenag-Seless. Au NE du Draa Ach-el-Agab, elles ont livré (fig. 64), outre des formes crétacées, une association d'âge « paléocène » qui provient de niveaux assez bas de la série marneuse :

Globorotalia sp.
Globigerina eocenica
G. pseudobulloides
G. sp.
Osangularia expansa

Anomalinoides acuta (PLUMMER)
Bulimina ovata
B. stalacta
Haplophragmoides sp.
Gyroidina sp.

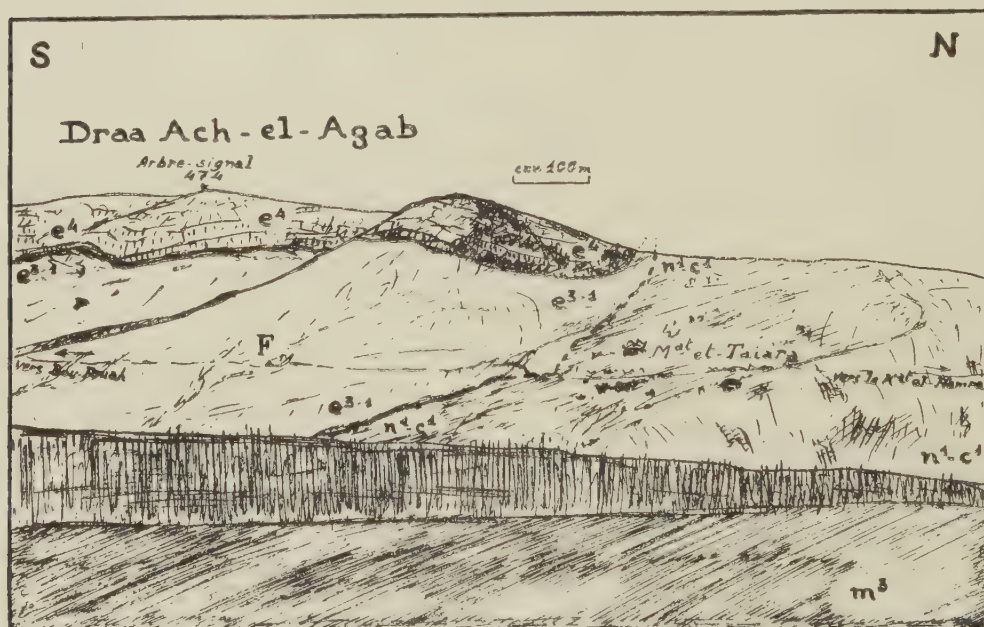


FIG. 64. — La transgression des calcaires « suessonien » au N du Draa Ach-el-Agab.
n¹-c¹, Crétacé inf. à Albien; e³⁻¹, Eocène inf. marneux; e⁴, calcaires « suessonien ». Au premier plan, Miocène (m³) discordant. Gîte à microfaune « paléocène » : F.

Au-dessus des marnes noires, vient l'entablement de calcaires à silex d'Ach-el-Agab. Ni le sommet des marnes ni la base des calcaires n'ont pu être datés.

Le « Suessonien » calcaire est en tout cas fortement transgressif vers le N (fig. 64). On ne peut affirmer qu'il arrive directement sur le Crétacé moyen, car le contact est masqué par des éboulis, mais la chose est très possible. En tout cas, au col situé au SW d'Et-Taïara, il n'y a guère que quelques mètres de marnes noires, rapportables à l'Éocène inférieur, qui s'interposent entre les deux formations.

Au S d'Ach-el-Agab, au NW de la cote 378, il semble même qu'une légère discordance (fig. 65) sépare les marnes de l'Éocène inférieur, dans lesquelles des alignements de nodules jaunes indiquent un léger pendage nord, des calcaires « suessoniens » sus-jacents¹, à peu près horizontaux.

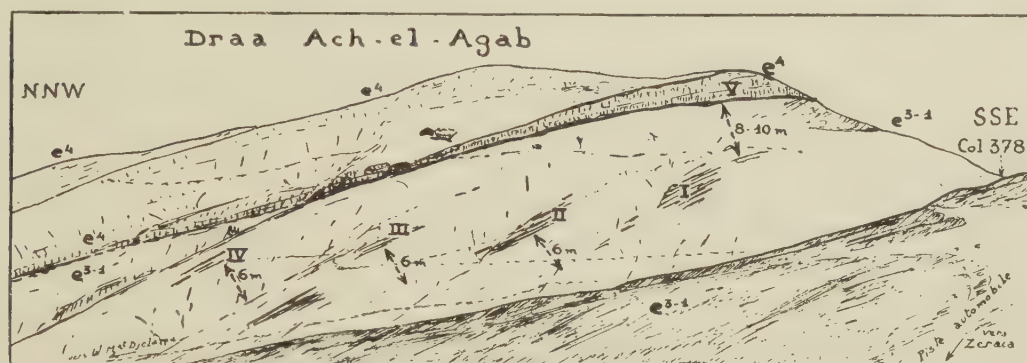


FIG. 65. — L'apparente discordance entre les marnes de l'Éocène inférieur et les calcaires « suessoniens » à l'W de Sidi-Merouane.

Dans les marnes noires de l'Éocène inf. (e^3-1), couches à nodules jaunes qui semblent prises en écharpe par la base des calcaires « suessoniens » (e^4).

F. L'Eocène entre Sidi-Merouane et le Moud-Aïcha

Entre le rocher liasique des Beni-Haroun et le confluent du Rummel, les deux rives de l'O. el-Kebir ne montrent guère que des marnes et des calcaires éocènes.

La tectonique de ce secteur est extrêmement complexe. On peut penser que les barres de calcaires « suessonniens » du Kef el-Hammam, du Dj. Massissa, etc., constituent autant de synclinaux, déversés en tous sens, mais généralement vers le S; les marnes noires à nodules jaunes séparant les bandes calcaires représenteraient la base de l'Éocène.

De plus, il existe dans les marnes des intercalations calcaires dont le faciès mime le « Suessonien » : ainsi à 500 m à l'E de la Mat Agri (cette lentille est notée e⁴ sur la feuille « Sidi-Merouane ») et au NE de Mzalmat.

Les marnes éocènes sont en contact direct et complexe avec divers niveaux du Crétacé supérieur : au N avec des formations santoniennes (Kala-et-Touma), à l'E (vers Hamala) et à l'W (S du Fedj-Mahraza) avec le Flysch à microbrèches, au NW (vers la Mat Morgal) avec le Maestrichtien.

L'épaisseur des marnes noires semble assez faible au N. A l'W de Morgal, des intercalations calcaires de l'Éocène inférieur (à *Globigerina* et *Globorotalia*) semblent dessiner autant de petits synclinaux.

Sur la rive droite de l'O. el-Kebir, au SE de la cote 371, quelques mètres de marnes noires séparent les conglomérats santonien de calcaires gris à patine blanche, formant une arête aiguë. Ces calcaires ont montré, outre de tout petits spicules (?) et de rares Ostracodes, d'abondantes Globigérines et quelques *Globorotalia*, à cachet éocène inférieur.

Les marnes noires sont très pauvres en microfaune. Cependant, des niveaux certainement très

1. Une singularité pétrographique a été notée dans les calcaires « suessoniens », au NW de Djelama : un petit nodule siliceux, enveloppé d'un enduit ferrugineux, offre un aspect en croissant (3 cm). Il est possible qu'il s'agisse d'un coprolite.

bas stratigraphiquement, sur la route du fond des gorges (S. Dr.; x = 820,1; y = 369,4), ont montré une association à cachet « paléocène (inférieur) ».

Globigerina triloculinoïdes PLUMMER (AF)

G. sp. (AF)

Lenticulina sp. (AF)

Gyroidina sp. (AR)

Nodosaria sp., légèrement épineux (R)

Bulimina ovata (R)

On doit envisager que certaines des marnes noires appartenant aux imbrications les plus élevées de ce secteur sont plus récentes que les calcaires « suessoniens », c'est-à-dire lutétiennes ou priaboniennes. Mais rien encore ne vient à l'appui de cette thèse.

G. L'Eocène dans l'E de la chaîne numidique

Il n'appellera de notre part que de courtes remarques.

1. LES MARNES NOIRES A NODULES JAUNES ET LES CALCAIRES « SUESSONIENS » sont bien représentés au N du Dj. Sidi-Dris (JOLEAUD, 1912). On en retrouve trace au N de Tarkount (DELEAU, 1938 c).

Là, au Koudiat Sidi-en-Nouar, des calcaires marneux gris, voisinant avec des bancs plus durs à patine blanchâtre, sont plissés en synclinal (?). Ils ont livré quelques mauvais Foraminifères (*Globigerinoides sp.*, *Globigerina sp.*, *Globorotalia aff. wilcoxensis var. acuta*) permettant d'évoquer un âge éocène inférieur.

Au S, ces calcaires sont en contact avec des marnes noires à faciès éocène. Au N, en tout cas, des marnes gristères, plongeant sous les calcaires, ont montré une association du « Paléocène » assez haut :

Globorotalia aragonensis

Gl. wilcoxensis var. acuta

Gl. sp.

Globigerina eocenica

G. triloculinoïdes

G. sp.

Anomalinoïdes cf. acuta

Osangularia cf. expansa

Cassidulina cf. subglobosa

Gyroidina sp.

Spiroplectammina expansa

Vaginulina sp.

Ainsi, les calcaires « suessoniens » de la région de Tarkount reposent, non pas directement sur le Sénonien (DELEAU, 1938 c, fig. XX; FLANDRIN, 1948, p. 89), mais, comme ailleurs, sur des marnes de la base de l'Éocène.

Il en est de même pour le lambeau du Chabet Dardara, à l'E d'El-Kantour (DELEAU, 1938 c) : des calcaires compacts y sont environnés, au N et au S, par des marnes noires.

2. DES FORMATIONS A NUMMULITES LUTÉTIENNES sont observables sur l'axe de la chaîne numidique, à partir du Dj. Sidi-Dris.

On a décrit ainsi des *calcaires massifs*, plus ou moins gréseux ou glauconieux, parfois bréchiques, riches en Algues calcaires : ils arrivent en transgression sur des assises variées (Jurassique, Cristallophyllien...). Ces calcaires, parfois fort épais, ont été datés, selon les points, du Lutétien inférieur ou du Lutétien supérieur par de riches faunes de Nummulites (DELEAU, 1938 c).

Au-dessus, en nette discordance, viennent des *couches détritiques* (brèches calcaires, grès calcaireux, psammites...) où se rencontrent les mêmes fossiles que dans les calcaires du Lutétien supérieur dit « Lutétien supérieur A » par P. Deleau : pour cette raison, cet auteur attribue ces assises détritiques à l'extrême sommet de l'Éocène moyen (« Lutétien supérieur B »).

Les formations ci-dessus se trouvent sur l'axe de la chaîne numidique. Elles passeraient, au N et au S, à un puissant *complexe calcaro-marno-schisteux*, où des passées détritiques livrent encore des fossiles lutétiens.

L'attribution à l'Éocène moyen de ce dernier complexe n'est pas certaine. Comme l'a fait remarquer J. Flandrin (1948, p. 166-168), étant donné le faciès constamment détritique des couches fossilifères, on ne peut exclure que les faunes lutétiennes soient remaniées : un tel phénomène est banal dans le Nummulitique algérien. On pourrait même se demander, pour les mêmes raisons, si les couches détritiques du « Lutétien supérieur B » n'appartiennent pas déjà au Nummulitique supérieur.

Les échantillons marneux que nous avons recueillis en de nombreux points dans toutes ces formations n'ont livré aucune microfaune (sinon quelques *Haplophragmoides* sans valeur stratigraphique), de sorte que la question reste entière.

Il existe cependant, sur l'axe même de la chaîne numidique, des formations marneuses authentiquement lutétiennes. Ainsi, les calcaires lutétiens du rocher d'Es-Setara (au NW de Tarkount) sont, au S, en contact normal avec des marnes blanches contenant des rognons calcaires noirâtres à Nummulites. De même, au Dj. bou-Aded, au SE de la cote 821, des marnes blanches à passées roses admettent de minces lits (quelques cm) de calcaires noirâtres.

Ces calcaires sont presque uniquement formés d'organismes. Ceux d'entre eux qui sont déterminables (en lames minces) datent le Lutétien supérieur : Nummulites¹ (*Numm. aturicus*?, *N. helveticus*, *N. lucasi*, *N. millecaput*), Orthophragmines² (*Discocyclina nummulitica*, *D. cf. bayani*, *Asterodiscus stellatus*, *A. aff. patellaris*?, *A. tarameilii*). Les Mélobésiées³ s'accordent avec cet âge lutétien : *Mesophyllum varians* LEM., *M. sp.*, *Lithothamnium bofilli* LEM. On note encore : nombreux Bryozoaires, débris d'Echinodermes, rares Microforaminifères (*Globigerina sp.*, *Robulus sp.*).

4. — CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Plus encore que celle du Sénonien, la stratigraphie de l'Éocène est basée sur les Foraminifères.

A. — LES RAPPORTS DE L'ÉOCÈNE AVEC LE SÉNONIEN

Si l'on en croit J. Flandrin (1948, pl. IV), dans l'W de la chaîne numidique, l'Éocène inférieur serait transgressif directement sur le Sénonien, sans interposition de Danien. Les deux faits invoqués d'après les travaux de P. Deleau (discordance au NE du Mcid-Aïcha, lacune des marnes « danomontiennes » à Tarkount) nous paraissent inexacts.

Rappelons que, entre le Sénonien à Rosalines et l'Éocène à *Globorotalia* et Globigérines spéciales, on connaît (SIGAL, 1952) assez peu de repères micropaléontologiques sûrs. L'absence de microfaune « danienne » dans nos régions ne permet donc pas d'affirmer sans restrictions l'absence de dépôts du Crétacé terminal.

En tout cas, le « Paléocène » (Montien-Landénien) existe sous le faciès de marnes noires à nodules calcaires jaunes. Leur substratum n'est pas partout identique, ce qui nous a conduit (DURAND DELGA et SIGAL, 1952) à supposer une discordance cartographique à la base de l'Éocène.

Dans les régions septentrionales, proches du massif ancien, il y a apparente continuité de sédimentation entre les marnes noirâtres du Crétacé supérieur (où le Maestrichtien est certainement représenté) et celles de l'Éocène : c'est le cas à l'E du col de Fédoulès (N de Sidi-ben-Nouar) et au N du Mcid-Aïcha.

Au S de la zone des massifs jurassiques, les marnes éocènes font suite, sans discordance visible mais avec un changement brutal de faciès, à un Flysch marno-microbréchré daté du Maestrichtien vers son sommet (et non du Campanien, comme il a été avancé autrefois).

Près du bassin néogène de Constantine, enfin, les marnes « paléocènes » arrivent en transgression directe sur l'Aptien supérieur (W de Sidi-Merouane).

1. Déterminations de M. J. Flandrin.
2. Déterminations de M^{me} Neumann.
3. Déterminations de M^{me} P. Lemoine.

En résumé, la transgression éocène semble s'être effectuée sur des termes de plus en plus anciens en allant vers le S. Loin de s'être localisées dans les régions très proches du massif kabyle, les dénudations anté-éocènes paraissent avoir possédé leur maximum d'ampleur plus au S.

B. — DONNÉES STRATIGRAPHIQUES SUR L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR

Il est encore délicat d'y établir des coupures fauniques nettes. La série des marnes noires, souvent à nodules calcaires jaunes, paraît comprendre tout le « Paléocène », depuis des niveaux voisins du Crétacé terminal jusqu'aux abords de l'Yprésien. Mentionnons comme formes caractéristiques : *Globorotalia aragonensis* et *Globigerina eocenica* (qui montent légèrement plus haut d'ailleurs), *G. triloculinoides*, *Osangularia expansa*...

Les calcaires « suessoniens » surmontent les marnes noires, mais les intrications de faciès sont parfois telles que des niveaux calcaires peuvent être plus anciens que certains niveaux marneux. La microfaune des calcaires, étudiée en lame mince, ne peut donner d'indications bien nettes. Mais les marnes situées immédiatement sous le « Suessonien », et les horizons tendres interstratifiés dans les calcaires, ne laissent en général guère de doute sur l'attribution de ces derniers à l'Yprésien (*p.p.*).

Dans le Nord-Constantinois, ces assises n'ont pas fourni la moindre macrofaune. Il faut aller dans la région de Souk-Ahras pour trouver, dans des formations analogues, des associations de Nummulites permettant de caractériser (FLANDRIN, 1948, p. 67-76) l'Yprésien et le Lutétien inférieur.

On peut, pour raison d'homologie de faciès, estimer que les calcaires « suessoniens » sont aussi essentiellement yprésiens, dans le Nord-Constantinois.

C. — DONNÉES STRATIGRAPHIQUES SUR L'ÉOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR

Ces derniers calcaires arrivent à présenter dans nos régions d'importantes épaisseurs (jusqu'à 250 m au moins). Il est permis d'étendre le raisonnement appliqué dans le centre du Constantinois (FLANDRIN, 1948) et d'admettre que ces assises comprennent à leur sommet le *Lutétien inférieur*, comme cela est prouvé vers Souk-Ahras et comme le pensait déjà L. Joleaud (1912, p. 197).

Les relations que peuvent présenter ces calcaires à Globigérines avec les calcaires à Nummulites du Lutétien inférieur de l'E de la chaîne numidique sont inconnues : on ne peut exclure qu'ils passent latéralement les uns aux autres.

La partie moyenne et terminale du Lutétien et le Priabonien sont beaucoup mieux datés aux abords méridionaux de la Petite Kabylie. Ces formations revêtent deux faciès très différents, que l'on est actuellement en droit de supposer contemporains.

D'une part, dans l'W de la chaîne numidique et particulièrement sur son revers méridional, on trouve des marnes noires à nodules jaunes, dont l'allure mime parfaitement celle des marnes « paléocènes ». Les micropaléontologistes y distinguent deux ensembles superposés, dont la distinction, aux yeux de certains (GLAÇON, 1954), est purement arbitraire, mais qui, pour d'autres (MAGNÉ et DUROZOY, 1954), pourraient être indépendants : un Lutétien franc et un Lutétien supérieur-Bartonien. Les formes-guides de nos récoltes sont : *Globorotalia centralis*, *Gl. lehneri*, *Globigerina concinna*, *G. dissimilis*, *G. linaperta*, *G. cf. ouachitaensis*, *Globigerinoides index*, *Siphogenerina* sp., *Hantkenina dumblei*,... Ces espèces ont été pour la plupart définies en Amérique centrale; elles se retrouvent aux mêmes niveaux dans le N du Maroc (REY, 1954), dans des couches à *Nephrolepidina tournoueri* et *Isolepidina mauretanica* (Lutétien terminal-Priabonien).

Un deuxième faciès du Lutétien élevé apparaît dans le centre et le NE de la chaîne numidique, sous forme d'assises, surtout calcaires, à Nummulites (*Numm. aturicus*,...) Des faunes semblables, dont nous discuterons l'autochtonie, ont été découvertes, plus à l'W, dans un complexe détritique. Nous y reviendrons dans le chapitre suivant, comme aussi sur la question de l'Éocène supérieur.

5. — CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

A la suite de récents travaux et de nos propres recherches, les reconstitutions paléogéographiques qui ont été proposées pour l'Éocène algérien doivent subir de nettes modifications.

A la fin du Sémonien, le massif ancien de Petite Kabylie devait être submergé pour sa presque totalité. La fosse de sédimentation marneuse, qui le bordait au S, fut entièrement comblée; en même temps prit fin l'activité orogénique des cordillères accidentant ce « sillon ». Dans les régions plus méridionales, où le Sémonien devait être peu épais, une certaine dénudation a eu lieu avant l'Éocène qui, localement au moins, arrive directement sur le Crétacé moyen.

A. — LA TRANSGRESSION PALÉOCÈNE

L'Éocène débute partout par des marnes noires à nodules calcaires jaunes. De l'identité des faciès sur tout le territoire étudié, on peut raisonnablement conclure à l'identité relative des conditions paléogéographiques. Mais nous disposons de bien peu d'éléments pour juger sainement de celles-ci.

Le premier point à noter est *l'absence quasi totale d'éléments proprement détritiques*. Il est cependant évident que les vases de l'Éocène inférieur tirent pour une large part leur substance des marnes du Crétacé supérieur : le remaniement très fréquent de Foraminifères sémoniens en fournit témoignage. Mais on ne trouve aucune indication d'éléments empruntés au Jurassique ou au Trias : les cordillères de la mer crétacée devaient donc être submergées¹. De plus, quand on se rapproche du massif paléozoïque kabyle, on est surpris de ne pas trouver trace du moindre niveau détritique.

Jusqu'ici on admettait que les zones kabyles étaient émergées à l'Éocène inférieur (DELEAU, 1938 c). Les terres exondées auraient présenté un relief très atténué : on a évoqué à leur sujet le littoral actuel de la mer du Nord ou certains secteurs de la côte atlantique d'Afrique (FLANDRIN, 1948, p. 88-90).

En vérité aucun des arguments avancés dans le Nord-Constantinois pour justifier cette émergence n'est très convaincant.

1. Il n'existe aucun indice prouvant une transgression de l'Éocène inférieur sur des termes de plus en plus anciens en allant vers le N. A Tarkount et près du Meïd-Aïcha, l'Éocène paraît reposer en continuité sur le Crétacé, contrairement à ce qui a été avancé. Et, si une telle transgression « paléocène » existe, c'est bien plutôt dans les régions méridionales (W de Sidi-Merouane) qu'à la bordure du massif kabyle.

2. Dans l'E de la chaîne numidique, le Lutétien arrive en transgression directement sur le Secondaire et même sur le Paléozoïque. Mais ce dispositif peut simplement traduire l'existence d'une ligne de hauts-fonds, où la sédimentation marneuse de l'Éocène inférieur a pu ne pas se faire. En effet, au Sidi-Driss, on connaît des marnes de l'Éocène inférieur *au N et au S* d'affleurements du Lutétien transgressif.

Plus au N, sur le massif paléozoïque, on ne connaît pas de Lutétien certain en place, de sorte qu'on ne saurait affirmer que cet étage a reposé directement sur le Cristallophyllien (chose visible au N du Djurdjura).

3. Évidemment on n'a pas signalé non plus l'existence d'affleurements d'Éocène inférieur sur le bâti de Petite Kabylie, mais l'exploration de cette région est loin d'être achevée².

Ainsi il n'est pas exclu que, comme au Crétacé supérieur, une bonne partie des affleurements paléozoïques du Nord-Constantinois ait été recouverte par la mer éocène. Le rivage septentrional attribué à celle-ci (DELEAU, 1938 c, fig. XXXVIII) ne saurait en tout cas constituer autre chose qu'une limite d'affleurements.

1. Mettons à part l'E de la chaîne numidique, où des hauts-fonds ont pu exister dès l'Éocène inférieur.

2. Signalons cependant la présence de Foraminifères éocènes (Bolivines striées entre autres, déterminées par J. Magné) dans les marnes pliocènes d'El Hanser, sur le bas Oued-el-Kebir d'El Milia. Mais les sédiments remplissant cette ria peuvent tirer origine, en partie, de la région au S du Moul-ed-Demamene.

Ne citons pour le moment qu'un fait du même ordre dans l'E de la chaîne numidique. Au N du Kef Hahouner, en apparente continuité sur le Sénonien autochtone de ce monoclin, viennent des marnes noires à nodules calcaires jaunes, de faciès typiquement tertiaire : elles ont effectivement fourni des Globigérines éocènes (cimetière de la cote 778).

La profondeur de la mer des marnes noires est difficile à établir. L'absence de tous éléments détritiques (et donc de régions émergées?), d'organismes récifaux ou de faible profondeur, ferait songer que la tranche d'eau était assez considérable. On remarquera un net appauvrissement en restes organiques par rapport au Sénonien : on ne trouve plus trace de macrofaune et les Foraminifères, essentiellement planctoniques, ne sont jamais abondants : ne faut-il pas invoquer des fonds chargés de matières toxiques?

On assiste entre le Sénonien et l'Éocène inférieur à un véritable « renversement des subsidences ». Dans les régions méridionales, sur un Sénonien réduit (parfois même absent), les marnes noires « paléocènes » peuvent avoir plus de 500 m d'épaisseur. A l'inverse, plus au N, entre l'axe de la chaîne numidique et le massif kabyle, sur un Crétacé supérieur très puissant (souvent de l'ordre de 1.000 m) viennent des marnes éocènes assez minces (au plus une centaine de mètres). Il est permis de penser que, sur le bâti paléozoïque plus septentrional, les marnes éocènes ont pu posséder une épaisseur encore plus faible : leur déblayage lors des érosions anté-oligocènes aurait ainsi été facilité.

B. — LA MER YPRÉSIENNE

On passe en général très progressivement des marnes noires aux calcaires « suessoniens ». Cet enrichissement de la mer en carbonates, qui est la règle sur une bonne partie de la Berbérie, ne serait-il pas l'indice d'un réchauffement général? En tout cas, il s'est accompagné d'une pullulation du plancton, principalement des Globigérines à test épais.

Comme précédemment, par contre, les calcaires « suessoniens » de notre région ne comportent ni macrofaune (même à l'état de débris) ni éléments détritiques. Aucun changement paléogéographique important n'a dû avoir lieu par rapport au « Paléocène ».

Des études de J. Flandrin (1948), il ressort que les approches des régions certainement émergées du Sud-Algérien sont alors marquées par des dépôts à Nummulites et des horizons phosphatés. Assez brutalement et sans modification sensible du faciès lithologique, les assises yprésiennes ne montrent plus ni Nummulites, ni dépôts phosphatés, au N d'une certaine ligne passant par Souk-Ahras. On trouve ainsi la réalisation du faciès des « calcaires à Globigérines », seuls représentés aux abords méridionaux de la Petite Kabylie, jusqu'au voisinage du massif ancien.

Pas plus qu'au « Paléocène », nous ne devons exclure que la mer yprésienne ait recouvert le Paléozoïque des Kabyliés¹. Toutefois, dans l'E de la chaîne numidique, l'Yprésien n'a pu être caractérisé sous le Lutétien transgressif de la « chaîne calcaire ». Rappelons, il est vrai, que bien des Nummulites sont communes à l'Yprésien et au Lutétien inférieur, ce qui ne permet de faire le départ entre ces deux étages que de manière exceptionnelle.

C. — LA MER DU LUTÉTIEN INFÉRIEUR

Dans le Nord-Constantinois, on est en droit d'admettre que le Lutétien inférieur succède en continuité à l'Yprésien, car on peut lui attribuer le sommet des calcaires à Globigérines.

Des calcaires massifs à Nummulites (*Numm. ataticus*...) du Lutétien inférieur sont d'autre part connus dans la chaîne numidique orientale, à l'E de la région d'El-Kantour. Ce sont des sédi-

1. Il faut vraisemblablement voir un indice d'Éocène inférieur dans les « marno-calcaires à silex noirs » signalés par A. Lambert et P. Marie (1948, p. 125) « à l'E de Dellys, entre cette ville et Port-Gueydon », et où P. Marie a justement noté la présence de « *Globigerina* à test épais », assez caractéristiques de l'Éocène, et non crétacées, comme le pensait cet auteur.

ments de mer très peu profonde, riches en concrétions algaires, en débris détritiques et en glauconie.

Ces calcaires sont transgressifs sur divers termes du Mésozoïque et jusque sur le Primaire. On ignore encore les relations qu'ils peuvent présenter avec les calcaires à Globigérines du Lutétien inférieur (?) existant plus à l'W : ou bien ils sont légèrement plus récents que ces derniers (et ils ont pu alors les surmonter), ou bien ils n'en représentent qu'un faciès latéral. De nouvelles recherches, en dehors de notre secteur, seront nécessaires pour décider en faveur de l'une¹ ou l'autre de ces hypothèses.

Les dépôts du Lutétien inférieur à Nummulites se sont probablement étendus ailleurs que sur les emplacements de la « chaîne calcaire » où ils subsistent encore actuellement. En effet, J. Hilly (*in* BOLFA, ..., 1952, p. 114) a découvert des exemplaires de *Numm. irregularis* (Yprésien à Lutétien inférieur) et de *N. lucasi* (Lutétien inf. et sup.) dans le Nummulitique supérieur au NW de l'Edough.

Comme l'a écrit J. Hilly, la mer du Lutétien inférieur a ceinturé les massifs de l'Edough et de Petite Kabylie. On peut même aller jusqu'à supposer qu'une partie de ces régions était alors immergée.

Les formations du « bras de mer kabyle » (FLANDRIN, 1948, pl. V) ne constitueraient plus, dans cette hypothèse, qu'une zone à faciès lithologiques et biologiques particuliers, liés à des hauts-fonds. Il y aurait au S relation marine directe avec le domaine proprement tellien et saharien. Celui-ci montrerait, au S de la « chaîne calcaire », sur une centaine de kilomètres, des calcaires à Globigérines, pratiquement sans Nummulites. Au delà, plus au S, une nouvelle zone néritique serait caractérisée par une faune spéciale de Nummulites, différentes de celles des régions kabyles (FLANDRIN, 1948).

Au N de la zone de hauts-fonds de la Petite Kabylie, il a pu y avoir relation marine directe avec le sillon mésogéen, que l'on suppose avoir occupé l'espace entre Algérie et Sardaigne, peut-être par dessus le massif paléozoïque, immergé (?) pour une part.

D. — LA MER DU LUTÉTIEN ÉLEVÉ-PRIABONIEN

Le Lutétien moyen-supérieur voit, dans bien des régions d'Algérie, un net changement du régime sédimentaire, en rapport avec une transgression qui amène ses formations à reposer sur des assises variées¹.

Dans le Sud-Algérien, au voisinage des régions émergées, le Lutétien supérieur est représenté, on le sait, par des *marnes à lumachelles d'Huîtres*, probablement de mer très peu profonde.

Vers le N, on passe progressivement à des *marnes sombres à nodules jaunes*, en général dénuées de macrofaune et assez pauvres en microfaune.

Ce faciès, voisin de celui mis en évidence dans l'Éocène inférieur de l'W de la chaîne numidique, est connu en plusieurs régions d'Algérie : Oranie (DALLONI, 1952, p. 14), zone de Bordj-bou-Argeridj (S. N. REPAL, 1952, p. 14), S des Babors (GLAÇON, 1954), S de notre région (MAGNÉ et DUROZOV, 1954), autour de Souk-Ahras (FLANDRIN, 1948, p. 74-78). On le retrouve en Tunisie septentrionale.

De telles formations ont dû se déposer sous une notable tranche d'eau, dans des régions jusqu'à maintenant considérées comme émergées (« seuil lutétien »)².

Sur l'emplacement de la « chaîne calcaire », du Sidi-Dris à Gastu, le Lutétien supérieur revêt un faciès de calcaires à Algues et à Nummulites, presque identique à celui du Lutétien inférieur

1. La transgression nummulitique a aussi lieu au Lutétien moyen ou supérieur (calcaires à *Nummulites* « perforatus » = *N. aturicus*) dans la Sierra de Levante, à Majorque.

2. Les récentes découvertes de G. Busson (BUSSON et MAGNÉ, *C.R.Ac.Sc.*, 1955, t. 240, p. 1239) entre Cherchel et Flatters, et de R. Laffitte (LAFFITTE et MAGNÉ, *ibid.*, p. 1352) dans le Dahra, à l'W d'Alger, confirment et étendent ce point de vue (BUSSON, FLANDRIN et LAFFITTE, *ibid.*, p. 1445).

de la même région. Il nous semble que ces formations, liées à de très faibles profondeurs, témoignent d'une zone de hauts-fonds, plutôt que d'un véritable littoral frangeant le massif paléozoïque supposé émergé.

En effet, en plusieurs points, la base du Nummulitique supérieur formant la couverture du massif de Petite Kabylie contient des faunes du Lutétien supérieur : S de Cavallo, SE de Djidjelli (Beni-Afeur), S d'El Milia, peut-être Kabylie de Collo (ROUBAULT, 1934), Cap-de-Fer (HILLY in BOLFA, ..., 1952), peut-être aussi zone au SE de Philippeville. Ces formations seront examinées dans le prochain chapitre. Si, avec J. Flandrin, nous admettons le remaniement de tous ces fossiles dans l'Oligocène, il n'en reste pas moins que les dépôts du Lutétien supérieur se sont vraisemblablement formés dans tout le secteur compris entre les Babors et Gastu, sous le faciès de couches à Nummulites.

Il faut souligner l'intérêt de la présence de faunes lutétiennes immédiatement à l'E des Babors, sur le méridien de Cavallo. Au SE du col de Selma, A. Lambert a en effet découvert des calcaires un peu détritiques, certainement d'âge nummulitique mais situés dans une position tectonique incertaine, entre le Crétacé marneux autochtone des Babors, au S, et la nappe de Guerrouch, à matériel tithonique-crétacé, au N. Les échantillons fossilifères nous ont été amicalement confiés par A. Lambert. Ils ont fourni¹ :

Discocyclina gr. *discus-sella*
Asterodiscus stella (GÜMBEL)
Ast. sp.
Actinocyclina radians
Fabiania sp.

Gypsinidae
Rotalidés dont *Asanoïna* sp.
Lithothamnium moreti
Lith. andrusovi LEM.
Lith. minae LEM.

Les Foraminifères caractérisent le Lutétien, à la rigueur l'Yprésien. Parmi les Algues, si *Lith. moreti* et *L. minae* se trouvent dans tout le Nummulitique, *L. andrusovi* n'est signalé que dans le Lutétien et le Priabonien. L'absence de formes oligocènes, la relative bonne conservation des organismes et l'aspect peu déritique de ces roches de la région de Selma permettent d'envisager un âge éocène pour ces affleurements, au moins à titre provisoire. On remarquera l'absence de Nummulites.

C'est le lieu d'évoquer l'existence, en plusieurs points du centre et du NE de la chaîne numidique, de marnes lutétiennes avec plaquettes ou rognons calcaires à Nummulites, Orthophragmines, Mélobésiées... Un faciès analogue a pu régner plus à l'W et plus au N, sur une bonne partie des massifs paléozoïques.

Il n'est pas inutile de rappeler que de telles marnes lutétiennes, déposées à de très faibles profondeurs (car elles contiennent des Algues calcaires), sont très répandues tout le long du bourrelet liminaire africain, depuis les cordillères bétiques jusque dans la province d'Alger (FLANDRIN, 1948, p. 167-186) en passant par la Dorsale rifaine (FALLOT, 1937, p. 432).

1. Déterminations de M^{me} Neumann (Orthophragmines), de M. Cu villier (autres Foraminifères) et de M^{me} Lemoine (Algues).

6. — MICROFAUNES DE L'ÉOCÈNE¹

	Complexe marnéux inférieur	Complexe marnéux supérieur
<i>Globorotalia angulata</i> (WHITE)	+	
<i>Gl. aragonensis</i> NUTTALL	+	★
<i>Gl. centralis</i> CUSH. et BERM.		+
<i>Gl. cocoaensis</i> CUSH.		+
<i>Gl. aff. cocoaensis</i>	+	
<i>Gl. cf. crassata</i> (CUSH.)		+
<i>Gl. crassata</i> var. <i>densa</i> CUSH.	+	+
<i>Gl. crassata</i> var. <i>aequa</i> CUSH. et RENZ	+	
<i>Gl. lehneri</i> CUSH. et JARV.		+
<i>Gl. cf. topilensis</i> (CUSH.)		+
<i>Gl. wilcoxensis</i> var. <i>acuta</i> TOULMIN	+	+
<i>Gl. sp.</i>	+	+
<i>Globigerina cf. alpigena</i> GÜMBEL	+	+
<i>G. cf. bulloides</i> D'ORB. var. <i>cryptomphala</i> GLAESSNER		+
<i>G. concinna</i> REUSS		+
<i>G. cf. concinna</i>	+	★
<i>G. aff. conglobata</i> BRADY		+
<i>G. danvillensis</i> HOWE et WALL.	+	
<i>G. cf. danvillensis</i>		★
<i>G. dissimilis</i> CUSH. et BERM.		+
<i>G. eocenica</i> TERQUEM	+	+
<i>G. cf. hornibrooki</i> BRÖNN.		★
<i>G. linaperta</i> FINLAY		+
<i>G. mexicana</i> CUSH.		+
<i>G. cf. ouachitaensis</i> HOWE et WALL.		+
<i>G. pseudobulloides</i> PLUMMER	+	+
<i>G. rotundata</i> var. <i>jacksonensis</i> BANDY		+
<i>G. soldadoensis</i> BRÖNNIMANN	+	
<i>G. triloculinoïdes</i> PLUMMER	+	
<i>G. yeguaensis</i> WIENZ. et APPL.		+
<i>G. sp.</i>	+	+
<i>Globigerinoides index</i> FINL.		+
<i>Uvigerina eocaena</i> GÜMB.	+	+
<i>U. aff. eocaena</i>		+
<i>U. sp.</i>		+
<i>Hantkenina</i> (<i>Applina</i>) <i>dumblei</i> WIENZ. et APPL.		+
<i>H. (H.) alabamensis</i> CUSH.		★
<i>Siphogenerina</i> sp.		+
<i>Bulimina jacksonensis</i> CUSH.		+
<i>B. macilenta</i> CUSH. et PARK.		+
<i>B. cf. macilenta</i>	+	
<i>B. ovata</i> D'ORB.	+	
<i>B. sp., gr. ovata</i>		+
<i>B. stalacta</i> CUSH. et PARK.	+	
<i>B. truncana</i> GÜMB.		+
<i>Spiroplectammina</i> aff. <i>mexicana</i> (COLE)	+	
<i>Sp. mississippiensis</i> CUSH.		+
<i>Sp. cf. spectabilis</i> (GRZYBOWSKI)		+
<i>Sp. aff. trinitatensis</i> CUSH. et RENZ	+	
<i>Sp. sp.</i>	+	+
<i>Siphonina ornatissima</i> COLOM		+
<i>Bolivina</i> cf. <i>moodysensis</i> CUSH. et TODD		★
<i>Gaudryina soldadoensis</i> CUSH. et RENZ		★
<i>Cibicides hispaniolae</i> BERMUDEZ		+
<i>C. sp.</i>	+	+
<i>Gyroidina</i> sp.	+	+
<i>Pullenia quinqueloba</i> (REUSS) var. <i>angusta</i> CUSH. et TODD	+	

1. Les espèces marquées d'un astérisque sont citées par G. Durozoy et J. Magné (1954), dans la même région.

MICROFAUNES DE L'ÉOCÈNE (suite)

	Complexe marneux inférieur	Complexe marneux supérieur
<i>Anomalina</i> sp.	+	+
<i>Anomalinoides acuta</i> (PLUMMER)	+	
<i>A. danica</i> (BROTZEN)	+	
« <i>Cristellaria</i> » sp.	+	+
<i>Osangularia expansa</i> (TOULMIN)	+	
<i>Textulariella</i> sp.	+	
<i>Rzehakina epigona</i> (RZEHAČ) var. <i>lata</i> CUSH. et JARV.	+	
<i>Nodosaria affinis</i> D'ORB.	+	
<i>N.</i> sp.	+	
<i>Lenticulina</i> sp.	+	+
<i>Haplophragmoides</i> sp.	+	+
<i>Textularia</i> cf. <i>jarvisi</i> CUSH. et TODD		+
<i>Cassidulina globosa</i> HANTKEN		+
<i>C.</i> cf. <i>subglobosa</i> BRADY		★
<i>C.</i> sp.		+
<i>Darbyella</i> sp.	+	
<i>Virgulina</i> cf. <i>danvillensis</i> HOWE et WALL.		+
<i>Vaginulina</i> sp.	+	★
<i>Vaginulopsis</i> sp.		★
<i>Vulvulina</i> cf. <i>nummulina</i> (GÜMB.)		★
<i>Nonionella insecta</i> (SCHWAGER)		★
<i>Plectina eocenica</i> CUSH.		★
<i>Valvulineria</i> sp.	+	★
<i>Canceris</i> sp.		+
<i>Clavulinoides</i> sp.	+	
<i>Quinqueloculina</i> sp.		+

Les macrofaunes du Lutétien terminal-Priabonien seront données dans le chapitre suivant.

CHAPITRE XIII

L'OLIGOCÈNE

Dans le Nord-Constantinois, le Nummulitique supérieur (ou Néonummulitique), tout entier rattachable à l'Oligocène, est constitué par une épaisse série, surtout argileuse et gréseuse, reposant en discordance majeure sur les terrains les plus variés (Paléozoïque au N, Mésozoïque et Éocène au S). Ces dépôts sont en effet postérieurs à une phase tectonique responsable du retrait quasi général de la mer et de la formation d'importants reliefs.

C'est de la destruction de ceux-ci que résulte la sédimentation très variée de la première moitié du Néonummulitique : on trouve alors de grandes accumulations de poudingues, brèches, grès, argilites... L'enfouissement presque total de ces reliefs, jusqu'alors attaqués par l'érosion, n'aura lieu qu'à une période très tardive de l'Oligocène : de cette uniformisation des conditions paléogéographiques résultera l'homogénéisation du régime sédimentaire de la fin du Nummulitique, que reflète l'immense répartition de la série grés-argileuse du « Numidien ».

1. — HISTORIQUE

Dans la région comprise entre Philippeville et Constantine, les dépôts actuellement rapportés au Nummulitique supérieur furent attribués par Renou et par Fournel au Crétacé, puis par Coquand à l'Éocène moyen-supérieur (« Parisien »).

Hardouin (1868) précisa, dans tout le Nord-Constantinois, l'extension de ces formations qu'il vit reposer en discordance sur le Crétacé et sur l'Éocène à faciès « suessonien ». Cet auteur ébaucha leur stratigraphie dans les régions littorales : grès quartzeux au sommet, marnes, argiles et calcaires au milieu, conglomérats à la base. Croyant que ces niveaux inférieurs passaient latéralement à des assises à « *Ostrea crassissima* », Hardouin tenait toute la série pour miocène (« Falunien »). Tissot (1881) rectifia cette erreur et reconnut le premier qu'il s'agissait de « Nummulitique supérieur ». Pomel (1890) précisa même : Éocène supérieur (« Liguren »).

Toutes les opinions ci-dessus se passaient d'argument paléontologique. La découverte de fossiles eut pour résultat inattendu l'établissement par Ficheur d'une stratigraphie erronée du Nummulitique algérien. Le professeur d'Alger définit ainsi un Éocène moyen composé de trois termes (« étage A » essentiellement marneux, « étage B » calcaire, « étage C » surtout gréseux) et un Éocène supérieur formé de deux complexes : à la base le « Medjanien » (d'abord série argileuse, puis grès quartziteux), au sommet le « Numidien » (d'abord assise argileuse, puis grès friables). En réalité nous avons vu que, dans le Nord-Constantinois, seul l'« étage B » de Ficheur était incontestablement lutétien. Les Nummulites de tout ou partie de ses « étages A et C » semblent remaniées. De plus la distinction du « Medjanien » et du « Numidien » paraît ici incompréhensible. Précisons que, dans le territoire que nous décrivons, Ficheur n'indiquait d'Éocène moyen qu'au SE du Meid-Aïcha (Koudiat Enzel-Akahal) et de « Medjanien » qu'à l'E d'Hamala, le « Numidien » étant partout ailleurs directement transgressif sur des formations antélutésiennes.

L. Joleaud (1912), dans sa thèse, épousa étroitement les idées de Ficheur pour ce qui est de l'Éocène moyen. Au-dessus, le « Medjanien » et le « Numidien » ne représentaient pour lui que des faciès normalement superposés, pour une part priaboniens (« flysch à faciès medjanien » des Mouïa), pour le reste oligocènes (« flysch à faciès numidien » des Mouïa). Joleaud admit aussi que ces formations pouvaient ailleurs être partiellement synchroniques.

Cette dernière image du « Flysch nummulitique » était déjà assez satisfaisante, bien que les éléments paléontologiques fassent défaut. C'est bien longtemps après que F. Ehrmann découvrit des Lépidocyclines à la base de la série nummulitique des Beni-Afeur. Cette découverte, jointe à l'existence de Nummulites

OLIGOCÈNE

RÉPARTITION DES AFFLEUREMENTS

- Facès nord (complexe argilo-marneux, sous série "numidienne")
- Dépôts marno-détritiques, près des aînes émergées
- Facès sud (coussinet d'argiles vertes à coprolites, sous série "numidienne")
- Facès "kabyle" (marneux, gréseux, bréchique...)
- Aînes émergées
- Principaux gîtes fossilifères (L. Lépidocyclus, M. Miogypsines, Plamelibranches). F. Microfaunes
- Fossiles Lutétiens remaniés

COIN NE d'après M. Roubaud (1934)



FIG. 66. — Répartition géographique des affleurements oligocènes.

N.B. : Dans la partie inf. gauche du dessin, la notation « cl » indique l'emplacement de calcaires lacustres interstratifiés vers la base du « Numidien ».

lutétiennes plus haut dans la série, poussa d'abord F. Ehrmann et J. Flandrin (1935) à admettre que ces Orbitoïdés apparaissaient à l'Éocène. On y vit ensuite, à plus juste titre, une preuve de l'âge oligocène de la totalité du Nummulitique supérieur de l'W de la Petite Kabylie (JOLEAUD, 1932, p. 42; SENN, 1935; FLANDRIN, 1948).

Dans l'E de la chaîne numidique, P. Deleau (1938 c) fit ressortir l'extrême variabilité des assises de la moitié inférieure du Néonummulitique : la découverte de gisements de *Nummulites fabianii* dans des lits détritiques de ce complexe lui permit de l'attribuer au Priabonien. Les « grès numidiens » venant au-dessus représentent essentiellement, aux yeux de cet auteur, le Sannoisien (« Lattorfien »).

La récente synthèse de J. Flandrin (1948) fait le point et coordonne les connaissances acquises. On y trouve en particulier une bonne description de l'Oligocène des Beni-Afeur. Dans le même ouvrage est soulignée l'opposition du classique « faciès numidien » et du « faciès kabyle », si bien représenté dans la portion orientale de la chaîne numidique.

2. — DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Le Nummulitique supérieur constitue de grands affleurements dans le SW de la Petite Kabylie. Ses faciès sont très variables. On peut distinguer trois types principaux (fig. 66). Au N, sur le massif cristallophyllien, un complexe argilo-marneux est surmonté par une série gréso-argileuse (« Numidien »). Au SE, aux approches de la « chaîne calcaire », s'entremêlent à tous les niveaux du Néonummulitique des assises détritiques très variées, souvent colorées (« faciès kabyle » de J. Flandrin). Au SW, le Néonummulitique est constitué sur presque toute son épaisseur par des alternances de puissantes barres gréseuses et d'argilites noires (« Numidien »).

A. L'Oligocène du synclinal des Beni-Afeur

Les travaux de F. Ehrmann et de J. Flandrin l'ont déjà bien fait connaître. L'historique détaillé de cette question a été donné dans la thèse de ce dernier auteur (FLANDRIN, 1948, p. 197-198 et p. 209). Nous prions le lecteur de s'y reporter.

Le Nummulitique supérieur présente des faciès assez différents au S (Dj. el-Kelaa) et au N (zone au NW de Chahna), toutes les transitions s'observant entre eux.

1. DJ. EL-KELAA

Reposant en légère discordance tantôt sur le Gothlandien tantôt sur le Cristallophyllien, on trouve de bas en haut la série suivante :

1. Conglomérats variés ou calcaires zoogènes (quelques mètres),
2. Série marneuse détritique, chargée de conglomérats (0 à 400 m),
3. Grès quartzeux « numidiens » (visibles sur plus de 100 m).

Les coupes II et III de la fig. 67, sensiblement dirigées E-W, montrent éloquentement les variations de puissance et les passages latéraux des divers faciès (comparer à : FLANDRIN, 1948, fig. 67).

NIVEAU 1 :

La nature pétrographique de la base du Néonummulitique formant le Dj. el-Kelaa dépend étroitement de celle de son substratum plus ou moins proche.

Sur les micaschistes ou à leur proximité, on trouve des conglomérats à grains de quartz et à plaquettes schisteuses, enrobés dans un ciment souvent ferrugineux. C'est le cas le plus fréquent au coin nord-ouest de la feuille « Sidi-Merouane », au N et au S de Bou-Semar.

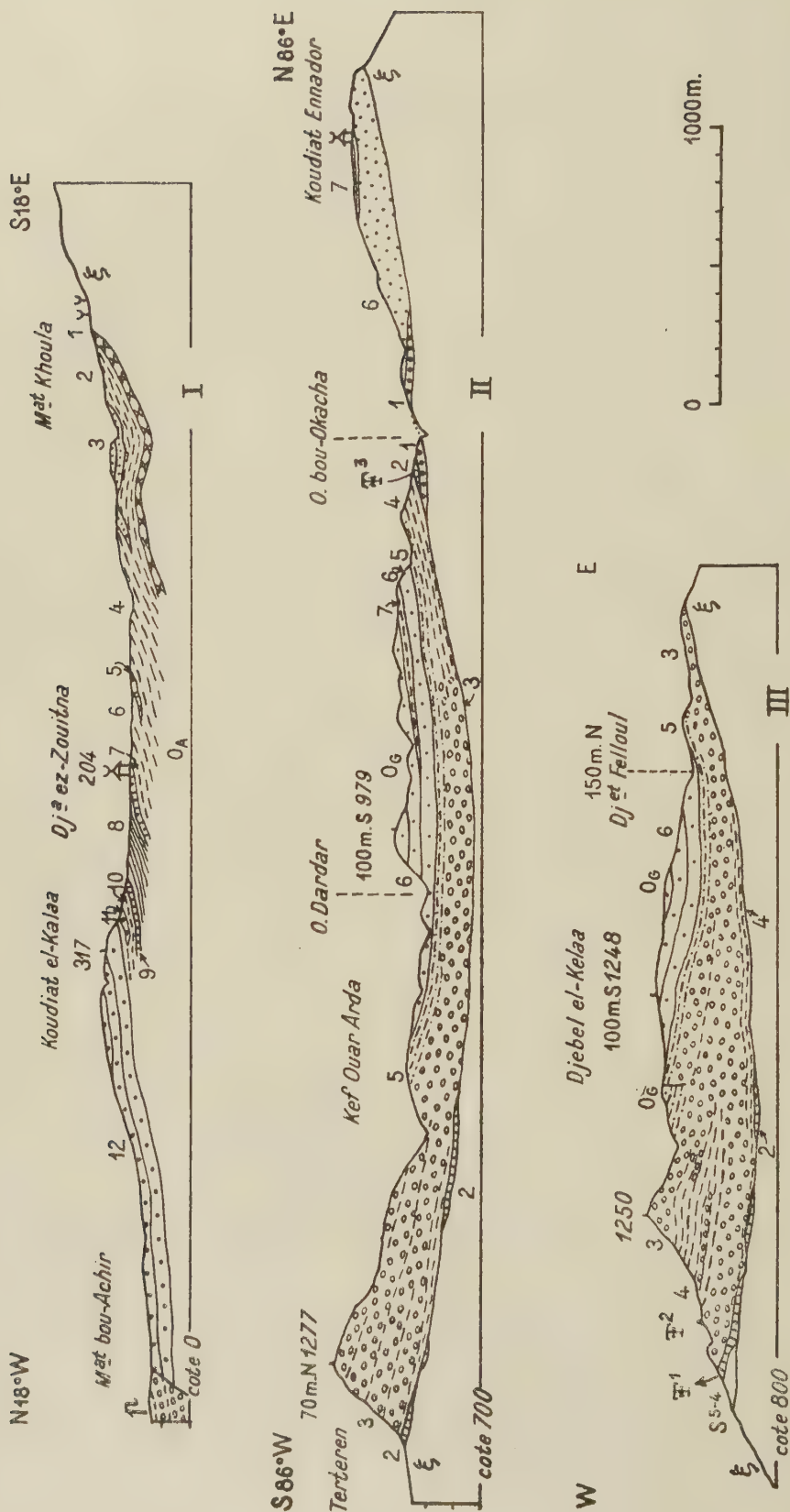


Fig. 67. — Coupes synthétiques de l'Oligocène du synclinal des Beni-Afeur.
Coupe I, relevée le long de la route Taher-Chahna. ξ , micaschistes; OA, Oligocène argileux; Og, « Numidien »; p, Pliocène. Explication des niveaux 1 à 12 dans le texte (p. 348). Coupes II et III observées à l'extrémité S du synclinal. Mêmes notations, plus: s^{s-4}, Gothlandien. Détail de l'Oligocène: 1, conglomérats rubéfiés; 2, calcaires zoogènes; 3, conglomérats grossiers à ciment gréseux; 4, marnes gréseuses; 5, argilites sombres; 6, grès « numidiens »; 7, intercalations d'argilites calcaireuses dans 6.

Sur les arkoses et porphyroïdes ou à leur voisinage, la base du Néonummulitique comporte, soit des conglomérats identiques à ceux que l'on trouve sur les micaschistes, soit des brèches à gros éléments d'arkoses et porphyroïdes. Dans ce dernier cas, on peut se demander s'il s'agit bien d'Oligocène et non de brèches paléozoïques. Quand ces formations se situent directement sous le Nummulitique, il est logique de les considérer comme d'anciens éboulis dont la formation a pu immédiatement précéder la transgression tertiaire. Mais on connaît ailleurs (SE de Chekfa) des brèches tout à fait semblables interstratifiées dans la série métamorphique ancienne...

Sur les psammites du Gothlandien inférieur, le Néonummulitique débute par une fine brèche remaniant ces psammites et, comme eux, de couleur violacée. C'est le cas sur la crête du Ras-bou-Ferrouck (fig. 21, coupes I et II : niveau OB).

Les calcaires du Gothlandien supérieur ont été soumis à une érosion intense. Le Nummulitique débute parfois par des brèches grossières, dont les éléments, empruntés à ces calcaires, ne sont pratiquement pas roulés (fig. 21, coupes I, III et V : niveau OR). C'est ainsi que les calcaires roses à Encrines terminant la série silurienne sont le plus souvent connus à l'état remanié.

La base du Nummulitique des Beni-Afeur n'est pas toujours formée de dépôts conglomératiques. Il existe aussi de petites lentilles de *calcaires zoogènes*, spécialement abondantes entre le Ras-bou-Ferrouck et l'W d'Ark-ed-Dis, comme aussi au SW du Bordj de Chahna. Ces calcaires sont en général situés au-dessus des couches bréchiques d'extrême base, lorsque celles-ci existent. Parfois cependant les deux faciès sont étroitement intriqués (fig. 68).

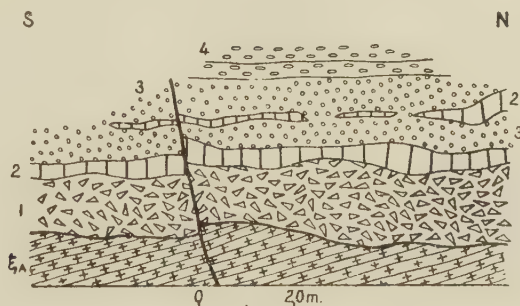


FIG. 68. — Base de l'Oligocène, 1 km à l'W d'Ark-ed-Dis.

Coupe relevée au flanc occidental d'un grand ravin. ξA , arkoses et porphyroïdes métamorphisées. Oligocène discordant : 1, brèches de ξA ; 2, calcaires blancs zoogènes ; 3, poudingues quartzeux ; 4, conglomérats à ciment marneux.

Les calcaires possédaient primitivement une allure lenticulaire car ils passent latéralement à des formations très grossières qui peuvent aussi les remanier. Leur faciès est éminemment variable : calcaire blanc d'aspect marmoréen, calcaire gris compact, calcaire noduleux, calcaire marneux, etc...

Ainsi des calcaires du haut O. bou-Okacha, 150 m à l'ESE de la cote 951, montrent, dans un ciment calcaireux assez réduit, des éléments détritiques (quartz, micas, galets de microquartzites...) et d'abondants restes organiques.

Les éléments les plus intéressants sont les Orbitoïdés. Certains niveaux sont extrêmement riches en Miogypsines spéciales (DURAND DELGA et FLANDRIN, 1955) : parmi elles, MM. Cuvillier, Flandrin et C. W. Drooger ont reconnu *Miogypsina (Miogypsinoïdes) complanata* SCHLUMBERGER (*s.l.*), espèce définie dans les marnes aquitaniennes ou chattiennes de St-Etienne d'Orthe. D'autres horizons présentent, outre de rares Miogypsines, d'abondantes Lépidocyclines, parmi lesquelles M. Flandrin et M. Drooger ont déterminé *Nephrolepidina tournoueri* L. et R. D.

L'association d'Algues calcaires de ce niveau est elle aussi intéressante. M^{me} Lemoine a reconnu : *Jania nummulitica* LEM., encore inconnue en Algérie (Lutétien à Oligocène inclus); deux espèces d'*Amphiroa* dont l'une est peut-être identique à un fragment mal conservé de l'Éocène supérieur du lac d'Annecy; *Lithophyllum mengaudi* LEM., forme jusqu'à présent citée de l'Éocène (Chénoua...); trois autres *Lithophyllum*, dont l'un connu de l'Oligocène d'Iran (P. Viennot) et un autre du Néonummulitique du Chénoua; *Mesophyllum royoii* MIR. (?) de l'Éocène supérieur ou Oligocène de San Vicente (Miranda); *Lithothamnium faurai* LEM., de divers niveaux du Nummulitique algérien.

Citons encore, de ces niveaux¹, en lames minces : des Hétérostégines, des Amphistégines, des Textulariidés, des Rotalidés, des Dentaies, des fragments de Pectinidés...

Des couches marneuses situées au voisinage des calcaires zoogènes ont fourni (FLANDRIN, 1948) : *Nephrolepidina tournoueri* (forme-type et sa variété *simplex*), *N. marginata*, *N. inflata*, *Eulepidina dilatata*, *E. cf. formosoides*, *Operculina complanata*, *Heterostegina* sp., *Spiroclypeus granulatus* et des Rotalidés (« *Pulvinulina* » sp.).



FIG. 69. — Base de l'Oligocène à Djebila.

s, Gothlandien : S^A, calcaires à Orthocères; S^B, calcaires roses en plaquettes. Oligocène discordant : 1, poudingue à galets mal roulés; 2, brèche compacte de calcaires gothlandiens; 3, calcaire à Polypiers; 4, marnes gréseuses brunes; 5, poudingues; 6, marnes gréseuses; 7, conglomérats.

Sensiblement au même niveau, on observe en quelques points des *lits bourrés de Polypiers*. Ces organismes sont littéralement incrustés au toit des brèches de base du Nummulitique. Ils sont particulièrement abondants au S de Felloul et vers Djebila. En ce dernier secteur (fig. 69), nous avons recueilli² :

Hydnophyllia vallecuculosa (GÜMBEL)

Eusmilina sp.

Trochoseris? *berica* CATULLO

D'autres niveaux à Madréporaires ont fourni², à l'E de la M^{at} es-Semar : *Mycetoseris patula* (MICHELOTTI), *Flabellum* sp., *Monomyces* sp.

La plupart de ces formes sont représentées dans l'Oligocène (« Tongrien » s.l.) d'Italie septentrionale et du Tyrol (Reit-im-Winkel).

En dépit des apparences, la gangue des Polypiers (Djebila) est une marne micacée gréseuse (grains de quartz de 20 à 50 μ) et ferrugineuse, très riche en débris organiques. Outre des fragments de polypierites, on y trouve des Foraminifères (Polymorphinidés ou Ophthalmitidés selon M. Cuvillier), des Ostracodes, des débris de Balanes (?), d'Oursins, de Bryozoaires, de Lamellibranches à test mince, et des Mélobésiées : *Lithophyllum* sp., *Lithothamnium obstrusum* LEM., du Lattorfien d'Italie, *Lithoth.* sp.

1. Déterminations de M. J. Cuvillier.

2. Déterminations de MM. J. Alloiteau et J. Chevalier.

NIVEAU 2 :

Une série détritique surmonte en parfaite continuité ces couches de base, mais, en leur absence, elle repose directement sur le Paléozoïque. Elle comporte des marnes litées de teinte grise, rosée ou violacée, chargées de menus débris clastiques (quartz et micas). On trouve tous les intermédiaires entre des calcaires marneux et des grès calcareux. Aucune trace de microfaune n'y a été décelée par lavages. Vers l'E (Bou-Semar), on rencontre à ce niveau de vraies argilites, verdâtres, blanchâtres...

Des galets bien roulés, essentiellement empruntés au socle ancien et de taille très variable (en général quelques cm) s'associent pour former des lits de poudingues qui se répartissent à divers niveaux de la série marneuse.

Ainsi, presque dès sa base, le Nummulitique des environs de Djebila débute par un épais niveau de poudingues. Une intercalation de marnes sableuses a fourni (FLANDRIN, 1948) une association de Lépidocyclines identique à celle des couches inférieures¹ : *Nephrolepidina marginata*, *N. partita*, *Eulepidina dilatata*, *E. levis*, *E. roberti*, *Operculina complanata*, des débris d'Échinides et de Pectinidés.

La partie moyenne de cette série est en général à dominante marneuse, en particulier à l'W du Dj. el-Kelaa, bien que de minces lits de conglomérats s'y intercalent de place en place. Au N de Djebila, assez bas dans ces marnes (à une centaine de mètres au-dessus du Paléozoïque), des niveaux violacés nous ont livré une faune assez riche, comprenant des Operculines, des Oursins² écrasés (*Linthia* sp.?) et surtout des Lamellibranches³ :

Flabellipecten pseudopasinii VENZO
Fl. cf. *oligoflabellatus* (SACCO)
Arca (*Anadara*) cf. *parisii* VENZO
Isocardia sp.
Miltha sp.

Les Pectinidés de ce gisement indiqueraient un Oligocène élevé (Aquitanién), par comparaison avec l'Italie.

Sous le microscope, ces marnes s'avèrent être très riches en quartz anguleux (grain inférieur à 100 μ) et en micas détritiques. Leur teinte violacée est due à d'innombrables granules d'oxyde de fer. Les débris organiques n'y sont pas rares, en particulier les Foraminifères⁴ : Miliolidés (*Triloculina*), Lagénidés (*Marginulina*, *Robulus*), Rotalidés à test épais, Arénacés...

Terminant la série marneuse à l'W du Dj. el-Kelaa, des conglomérats, identiques à ceux de la base de la série, déterminent la ligne de crêtes allant de la cote 1277 au sommet 1250⁵.

L'épaisseur de la série détritique que nous venons de décrire ne dépasse pas 400 m. Cette valeur maximale est mesurable à l'W du Dj. el-Kelaa : ce chiffre décroît rapidement vers l'E. Les poudingues peuvent envahir toute la série (Djebanet Felloul) ou être très réduits et cantonnés vers la base de l'Oligocène (Bou-Semar).

NIVEAU 3 :

Les formations gréso-argileuses que l'on peut sans ambiguïté qualifier de « numidiennes » terminent le cycle néonummulitique. Elles débutent sur l'assise précédente par un mince coussinet d'argilites gréseuses noires, extrêmement constant, sauf au NW de la cote 1192 où les conglomérats

1. Le principal gisement a été découvert par F. Ehrmann sur le sentier muletier situé à l'E du Ras-bou-Ferrouck.
2. Détermination de M. J. Roman.
3. Déterminations de M. J. Roger.
4. Déterminations de M. J. Cuvillier.
5. F. Ehrmann (1946) et J. Flandrin (1948, fig. 67) ont figuré par erreur ces sommets en grès « numidiens ».

de la série sous-jacente sont directement surmontés par les grès de Numidie. Ceux-ci forment l'entablement du Dj. el-Kelaa.

En allant vers l'E, les intercalations argileuses séparant les barres gréseuses deviennent légèrement calcareuses. Dans ce même secteur, au Koudiat Ennador, les grès « numidiens » sont directement superposés au Paléozoïque, des argilites plus ou moins gréseuses s'observant en outre à leur sommet. On ne peut d'ailleurs exclure que les grès passent latéralement vers l'W à des faciès marneux ou conglomératiques.

2. ZONE AU NW DE CHAHNA

Les caractères lithologiques du Nummulitique de cette zone sont assez différents de ceux de l'Oligocène du Dj. el-Kelaa : réduction des conglomérats à quelques minces couches marquant la base de la transgression, puis épaisse série à dominante argilo-marneuse, enfin complexe gréseux « numidien ».

La base de la série, quoique encore formée de conglomérats, ne comporte cependant plus ni les brèches rubéfiées, ni les calcaires zoogènes, ni la puissante barre de poudingues connue sur le versant W d'El-Kelaa. Les dernières traces de celle-ci ne dépassent guère au N la M^{at} el-Aouitia, tandis qu'à l'W on la suit jusqu'au cours du Djendjene inférieur. Nous en verrions volontiers des témoins dans les minuscules lambeaux de marnes gréseuses à galets du col de Chahna (tranchée de l'école) et des environs du marabout Sidi-Saada. Si cette interprétation est exacte, on peut supposer l'existence d'une dépression anté-oligocène, dirigée SE-NW entre le col de Chahna et la M^{at} Amedane, et que les dépôts grossiers du Nummulitique supérieur auraient fossilisé.

Pourtant, au SE de Khoula, ce dernier ne montre plus, dans le prolongement d'une telle dépression, que quelques mètres de brèches de base très grossières, à débris de micaschistes, d'arkoses et porphyroïdes.

La série nummulitique comporte dans ce secteur, du S au N (fig. 67, coupe I) :

1. brèches de base (voir ci-dessus),
2. marnes psammitiques finement litées et grès marneux,
3. grès compact brun-jaunâtre, finement sableux (grosse lentille),
4. marnes gris-jaunâtre,
5. calcaire gris finement gréseux (lentille),
6. marnes gris-jaune à minces lits gréseux très fissiles,
7. grès calcareux gris,
8. marnes avec lentilles de calcaire à grain fin, surmontées d'argilites grises, verdâtres ou violettes, avec rares bancs de grès quartziteux,
9. calcaires blancs,
10. marnes grises à lentilles calcaires,
11. grès quartzeux (en lentille dans 10),
12. grès quartzeux en bancs épais séparés par des intercalations d'argilites noires.

La série argilo-marneuse (niveaux 1 à 11) peut atteindre ici 500 m d'épaisseur. Elle s'étale plus à l'W, dans le douar Beni-Siar. Sur la route forestière montant aux Beni-Afeur, on remarque dans cette formation, à la cote 305, une barre de phthanites blancs et noirs, semblables à ceux du Flysch crétacé.

Ces roches, en lame mince, ne montrent aucune trace organique. Leur richesse en argile doit expliquer le caractère presque isotrope de leur fond, riche en minuscules paillettes phylliteuses.

On relève aussi parfois des brèches calcaires renfermant (FLANDRIN, 1948, p. 241) une faune en grande partie, sinon totalement, remaniée : Orbitolines du Crétacé moyen (*Orb. conoidea*), Macroforaminifères lutétiens (*Numm. cf. lucasi* A, *N. helveticus*, *Assilina mamillata*, *Discocyclina pratti*, *D. cf. roberti*) et du Num-

multique supérieur (*Nummulites incrassatus* A et B, *N. fabianii* A typique, *Nephrolepidina tournoueri* typique et sa variété *simplex*).

Les grès et argilites « numidiens » (niveau 12 de la coupe ci-dessus) sont réduits par l'érosion à une centaine de mètres d'épaisseur : ils déterminent le bel entablement boisé du Koudiat el-Kalaa.

B. L'Oligocène du synclinal des Ouled-Askeur

Ses affleurements mesurent une vingtaine de kilomètres du N au S, 7 à 12 de l'E à l'W. La série comporte une partie inférieure argilo-marneuse, dont l'épaisseur oscille entre 50 et 500 m, et une partie supérieure en grès et argilites « numidiens », dont la puissance visible dépasse 250 m. Seule la moitié méridionale du synclinal, située sur la feuille « Sidi-Merouane », a été étudiée en détail.

Nous décrirons d'abord la série argilo-marneuse du pourtour du pli en allant de l'W au S, puis à l'E, pour finir par le centre du synclinal, occupé par le « Numidien ».

1. ENTRE SOUK-ET-TLETA ET LA MECHTAT MAOUASSEM

Près du marché du Tleta, on trouve, du N au S, au-dessus des arkoses et porphyroïdes paléozoïques :

1. brèche rubéfiée (quelques mètres) à éléments de quartz, de micaschistes et surtout d'arkoses,
2. argilites finement gréseuses (de l'ordre de 100 m), comportant vers le haut des bancs de conglomérats à galets paléozoïques englobés dans un ciment gréseux compact,
3. grès quartzeux à faciès « numidien » du Koudiat el-Kalaa (plus de 50 m).

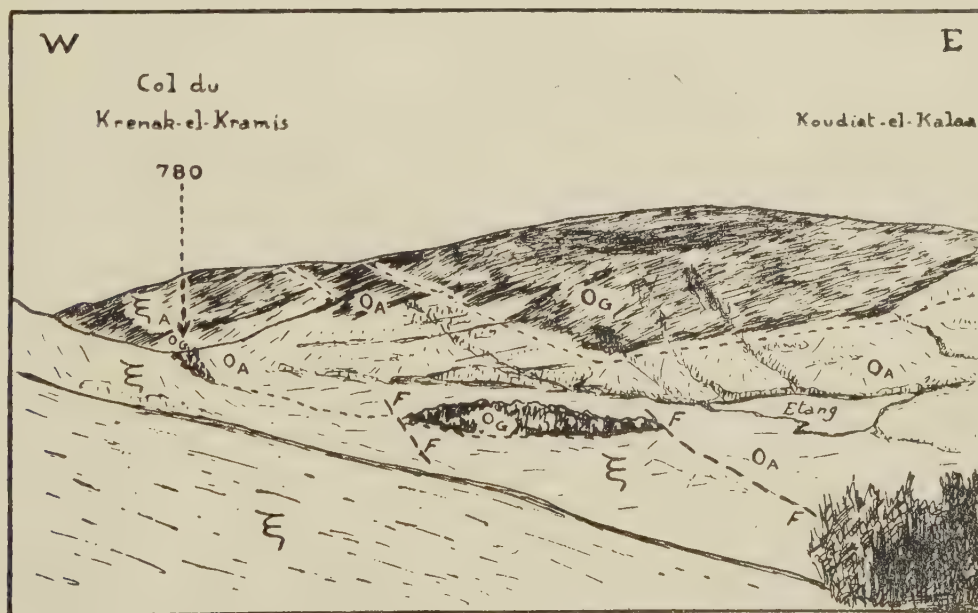


FIG. 70. — L'Oligocène aux environs du Krenak-el-Kramis.

ξ, micaschistes; ξA, arkoses et porphyroïdes. Oligocène transgressif : argilites de base (OA) avec lentilles gréseuses (OG), grès « numidiens » au sommet (OG).

Les brèches 1 n'existent que très localement. Les argilites 2 et les grès 3 ne représentent que des faciès, ici superposés, mais qui, un peu au S, doivent passer latéralement l'un à l'autre. En effet, vers Krenak-el-Kramis, un niveau gréseux forme directement la base du Nummulitique; 300 m plus au S, c'est aussi le cas de l'Ouar-el-Foula, rocher au rôle topographique remarquable (fig. 70).

Enfin, au Djebana el-Hazima, une lentille gréseuse analogue se situe un peu plus haut dans l'Oligocène.

En allant vers l'E, à la Mat Moul-Eddera, le Nummulitique débute par une brèche (2 à 4 m) à éléments de provenance locale, surmontée d'argilites gréseuses bleutées auxquelles se mêlent vers le haut des poudingues à galets de quartz. Vers le Dj. Taïarfa, ces argilites, moins détritiques, n'ont guère plus de 50 m d'épaisseur.

A l'E du Dj. Oum-Adrar, au lieu dit « Demna-Zrika », sur un vieux sentier, la base du Nummulitique est constituée par des calcaires zoogènes analogues à ceux des Beni-Afeur. Au-dessus des schistes satinés paléozoïques, on trouve la succession suivante, qui a au total quelques mètres d'épaisseur seulement :

1. fin conglomérat quartzeux (local),
2. calcaires tendres ou compacts, selon les points,
3. conglomérats massifs à blocs parfois roulés, parfois anguleux, pouvant atteindre 20 cm (quartz, quartzites...).

Le niveau 2 a fourni d'abondantes Lépidocyclines¹ :

Nephrolepidina tournoueri L. et R.D.

N. inflata I. PROVALE

N. partita H. DOUV.

Eulepidina dilatata MICH.

E. formosoides H. DOUV.

E. levis H. DOUV.

C'est l'association typique des Beni-Afeur. Comme là-bas, on rencontre en outre des Hétérotégines, des débris d'Oursins, des *Chlamys*² et des Polypiers³, connus de l'Oligocène de Reit-im-Winkel :

Hydnophyllia bellardii E. H.

H. valleculosa GÜMBEL

Porites sp.

Stylophora conferta REUSS

Le ciment de ces calcaires englobe quelques Radiolaires (?) et Foraminifères. Notons aussi que des colonies de *Porites* sont perforées par des Mollusques lithophages : les sections de leurs valves permettent d'évoquer, selon M^{me} Pimienta-Freneix, des Lithodomes.

Au-dessus, l'Oligocène se poursuit par des argilites versicolores (grises, verdâtres, parfois rouges), avec bancs de calcaires à grain fin ou de brèches calcaires, petites passées de grès friables ou de quartzites, etc...

2. ENTRE LA MECHTAT MAOUASSEM ET FEDJ-EL-ARBAA

A l'ESE de la Mat bou-Ali (*alias* bou-Atti) le Nummulitique débute localement, sur le Paléozoïque, par un mince conglomérat rubéfié, suivi par des grès compacts, lenticulaires. Par contre, plus au S, aucune assise très détritique ne marque la base de la transgression : dès sa base l'Oligocène est argileux (Elakbia-el-Arbia, Tchafi-Tchina).

On retrouve des formations grossières plus au S, au flanc méridional du Dj. Tmer-Djadjouts. La série y débute en effet par un conglomérat rubéfié (1 à 10 m) à peine discordant sur les schistes arkosiques du socle. A quelque 50 m plus haut, des grès compacts, lenticulaires, à faciès « numidien », forment l'Hadjra-Mektouba (*alias* Menkouba).

Immédiatement à l'E (S. Mer.; x = 795,9; y = 373,2), 5 à 10 m au-dessus des conglomérats de base, l'Oligocène débute par des grès calcareux assez fins, riches en petits quartz anguleux, en

1. Déterminations de M. J. Flandrin.

2. Détermination de M. J. Roger.

3. Déterminations de M. J. Alloiteau.

débris de schistes métamorphiques et avec de la glauconie. Les organismes sont abondants, dans des lentilles calcaireuses compactes.

A côté de fragments d'Échinodermes, de Bryozoaires et de Dentales, on rencontre de fréquents Rotalidés à test épais, des Miliolles, des Hétérostégines (?), Operculines et *Spiroclypeus*¹, quelques Amphistégines, des Lépidocyclines² (*Nephrolepidina tournoueri*, *Eulepidina* sp.?) et d'abondantes Miogypsines² comparables à l'espèce citée aux Beni-Afeur : *Miogypsina* (*Miogypsinoides*) *complanata* SCHL. s.l.

M. Drooger, qui a bien voulu examiner nos lames minces, considère que les Miogypsines de ce gisement ont un cachet légèrement plus récent que celles du gisement des Beni-Afeur. Sur le terrain, bien que les faciès soient assez dissemblables, rien ne permet de confirmer une telle impression. Il est malgré tout très curieux de voir que les Mélobésiées des deux gîtes sont différentes et appuient l'hypothèse de M. Drooger, qui mérite donc d'être retenue, en l'état actuel des connaissances.

Les Mélobésiées³ de ce dernier niveau ont en effet des analogies avec des formes du Néogène : *Mesophyllum laffittei* LEM. défini dans le Miocène inférieur de l'Aurès; *M.* sp. (*M. koritzae* LEM.?, du Burdigalien-Helvétien inférieur); *M.* sp. (*M. almerai* LEM.?, décrit du Burdigalien); *M.* sp.; *Lithophyllum* sp., ayant des caractères d'une espèce éocène; *Lithothamnium* rappelant *L. glomeratum* CAP. du Burdigalien d'Algérie.

Encore plus à l'E, les conglomérats rubéfiés ceinturent une partie du pourtour du pli en genou du haut Oued-ez-Zaouïa. Ils reposent sur des schistes paléozoïques, eux aussi localement rougis.

Au SW du Fedj-el-Arbaa, on relève la coupe suivante, de bas en haut :

1. Flysch, montrant une alternance d'argilites schisteuses et de gros bancs gréseux, passant insensiblement à
2. grès assez grossiers (cote 1113), à nombreuses passées argileuses,
3. argilites à petits bancs gréseux et lits de calcaires marneux à grain fin, parfois avec « Fucoïdes » (terriers d'animaux fouisseurs, en l'espèce).

Sur le sentier vers El-Ouazta, les niveaux 1 et 2 sont réduits à 50-80 m de grès assez tendres, surmontés par la série argileuse 3. Autour du bordj ruiné, celle-ci admet quelques rares nodules calcaires; mais, 500 m plus à l'W, on y remarque une grosse intercalation de calcaires gréseux, parfois à lits siliceux, parfois bréchiques.

3. ENTRE FEDJ-EL-ARBAA ET LE DJ. MEDDOUR

Ce n'est plus sur le Cristallophyllien, mais sur le Crétacé, que repose le Nummulitique : lui aussi revêt un faciès schisto-gréseux. La limite des deux formations est extrêmement difficile à saisir, en dépit de l'importante discordance qui doit exister entre elles. Le tracé qu'indique la feuille « Sidi-Merouane » est de ce fait approximatif et sujet à révision.

La série oligocène présente peu d'originalité. Sa partie inférieure est formée en général de grès tendres finement lités. Sa partie supérieure est plus nettement argileuse, quoique des lentilles de calcaires gréseux, de grès calcaireux,..., s'y intercalent occasionnellement.

Nous avons évoqué plus haut (p. 288) le problème posé dans ce secteur par l'existence d'assises du Sénonien à faciès détritique qui, sur le terrain, nous avaient paru inséparables du Nummulitique sus-jacent. La question reste entière : nous avons admis, à titre provisoire, que ce Sénonien très particulier, reposant en transgression sur le Cristallophyllien, est lui-même recouvert par l'Oligocène.

1. Détermination de M. J. Cuvillier.

2. Déterminations de MM. Cuvillier, Drooger et Flandrin.

3. Déterminations de M^{me} P. Lemoine.

sp. et *Eorupertia* sp.)¹, des Gypsinidés¹ (*Sphaerogypsina* cf. *globosa*), des *Fabiania*¹, des Alvéolines, des Nummulites² (*N.* cf. *incrassatus*), des Amphistégines et surtout des Orthophragmines³ :

Discocyclina cf. *bayani*
D. gr. discus-sella
D. marthae
D. nummulitica
Asterodiscus stellatus
A. aff. patellaris ?
Actinocyclina radians

Parmi les Algues calcaires, M^{me} P. Lemoine a reconnu :

<i>Jania mengaudi</i> LEM.	<i>Arch. sp. 1</i>
<i>Amphiroa</i> sp.	<i>Arch. nov. sp.</i>
<i>Lithophyllum dubium</i> LEM.	<i>Mesophyllum</i> sp.
<i>Tenarea</i> sp.	<i>Lithothamnium faurai</i>
<i>Archaeolithothamnium dollfussi</i> LEM.	<i>Lith. moreti</i> LEM.
<i>Arch. dallonii</i> LEM.	<i>Lith. nov. sp.</i>

Outre deux formes nouvelles, on remarque des espèces s'étalant sur tout le Nummulitique (*Lithoph. dubium*, *Arch. dallonii*, *Lithoth. faurai*, *L. moreti*), une de l'Éocène moyen ou supérieur mais encore inconnue en Algérie (*J. mengaudi*), une essentiellement oligocène (*Arch. sp. 1* : voir LEMOINE, 1939, p. 53) et une espèce, *Arch. dollfussi*, qui n'est signalée que dans l'Oligocène, en France et en Algérie. Nous concluons donc pour un âge oligocène très probable.

On doit cependant souligner que tous les Foraminifères déterminables sont d'âge éocène et plus spécialement lutétien. Leur position à peu de mètres sous les grès « numidiens » confirme sans ambiguïté leur caractère remanié, dont témoigne aussi leur extrême fragmentation.

Au NE du Dj. Mochaouene, l'extrême base du Nummulitique redevient très grossière : épaisses brèches, conglomérats à galets de quartz... Nous verrons que ces formations prennent une forte épaisseur plus à l'E, aux Ouled-Amar (feuille « El Milia »).

Le talus de la route montant d'El-Hanser aux Beni-Aïcha permet d'observer les détails de la base du Néonummulitique. Une coupe peut en être relevée au SE de la cote 176. On trouve, en légère discordance sur les phyllades gris-bleuté du Paléozoïque :

1. débris anguleux de phyllades (ancien éboulis?),
2. brèche rubéfiée à débris de phyllades,
3. conglomérat à galets mieux roulés (quartz, quartzites noirs, grès),
4. grès calcaireux gris en plaquettes,
5. brèche à éléments (quartz, phyllades) atteignant jusqu'à 10 cm,
6. grès calcaireux gris en plaquettes.

5. LE CENTRE DU SYNCLINAL DES OULED-ASKEUR

Le synclinal des Ouled-Askeur, orienté N-S, peut être divisé en deux parties, par suite d'un relèvement d'axe à sa partie médiane. De la sorte la série gréseuse « numidienne », sommet du Nummulitique, n'est conservée qu'au N, dans le massif d'El-Msid, et au S, dans celui du Dj. Mochaouene. Il ne sera ici question que de ce dernier.

Ce « Numidien » est fortement plissé et brisé par de nombreuses failles. L'aspect topographique

1. Déterminations de M. J. Cuvillier.
2. Déterminations de M. J. Flandrin.
3. Déterminations de M^{me} M. Neumann.

de ce secteur est de ce fait extrêmement tourmenté (fig. 72). Dans le détail, les grès de Numidie forment une série de barres, puissantes de plusieurs dizaines de mètres, séparées par des argilites gréseuses noires, assez tendres. Les grès dominent néanmoins et forment environ les 2/3 de la masse totale.

Il semble que chaque barre gréseuse garde son individualité sur d'assez grandes distances, bien que les épaisseurs subissent certaines variations, d'ailleurs progressives.

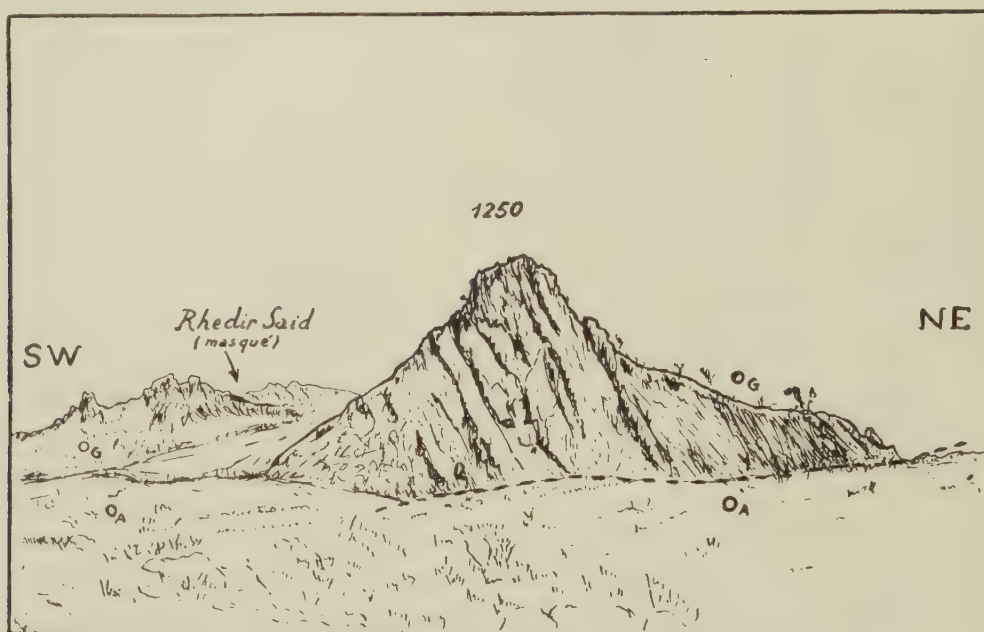


FIG. 72. — Les rochers gréseux « numidiens » de Rhedir-Saïd.

OA, complexe argileux de base de l'Oligocène; OG, complexe « numidien ». Tiré fort : faille.

Ainsi la coupe du Dj. Taïarfa, à peu près identique à celle du Setara-en-Nador, comporte au-dessus de la série argilo-marneuse par laquelle débute l'Oligocène :

1. barre gréseuse inférieure (20 m),
2. intercalation argilo-gréseuse tendre (40 m),
3. barre gréseuse moyenne (50 m), formée de 2 ou 3 niveaux élémentaires,
4. intercalation argilo-gréseuse tendre (quelques mètres),
5. barre gréseuse supérieure (20 m),
6. grès plus tendres (50 m environ) à passées argileuses.

L'arête sud-ouest du Mochaouene montre elle aussi les trois niveaux gréseux principaux : la barre inférieure porte la cote 1177, la moyenne donne lieu à un petit ressaut, la supérieure détermine le sommet 1154. Plus haut, l'Oligocène se complète par une série gréseuse assez homogène (de l'ordre de 100 à 150 m) d'où se détachent cependant quatre intercalations plus dures.

On retrouve au flanc sud de la cote 1247, dans le même massif, les mêmes barres gréseuses (fig. 71), mais sous des épaisseurs bien différentes.

C. L'Oligocène du synclinal des Ouled-Yaya

Nos observations sont encore fragmentaires. Seule la partie SE de ce secteur (pl. 3) a été étudiée avec un certain détail.

1. ENTRE LES SYNCLINAUX DES OULED-ASKEUR ET DES OULED-YAYA, le socle métamorphique apparaît largement. Des buttes-témoins oligocènes subsistent néanmoins à sa surface. Un examen rapide nous a permis de confirmer les principales conclusions de F. Ehrmann (1928 b).

En général, le Néonummulitique débute par des conglomérats ou par des couches à galets (quartzites noirs, quartz, gneiss, pegmatites, arkoses et porphyroïdes...). Ces formations sont particulièrement développées au SE de la Mat bou-Lahdjar, autour de Feurcha et au NE de Tamazir. En ce dernier secteur (NE de la cote 764), elles atteignent une cinquantaine de mètres d'épaisseur et sont surmontées par des poudingues et marnes rubéfiées.

L'Oligocène se poursuit en continuité par une série essentiellement marneuse qui repose parfois directement sur le socle primaire. Ces marnes, très détritiques, ressemblent à celles des Beni-Afeur, particulièrement dans les affleurements méridionaux qui auraient fourni à F. Ehrmann, à la Mat er-Roumane, de nombreux fossiles : Échinides, Bivalves, Polypiers, Foraminifères (*Rhabdammina*, *Lépidocyclines*, petites Nummulites). Malheureusement cette faune ne paraît pas avoir été étudiée. De notre côté, nous n'avons recueilli aucun fossile dans ce secteur, ce qui laisse planer un doute sur l'existence de macrofaune.

Des échantillons de marnes ont cependant fourni (MAGNÉ, 1955) la microfaune suivante. On y soulignera la fréquence des Globigérines et l'abondance des Foraminifères arénacés :

	Point : x = 810,2 y = 582,8	Point : x = 810,5 y = 585,7
<i>Globigerina dissimilis</i> CUSH. et BERM.	+	+
<i>Gl. venezuelana</i> HEDBERG	+	+
<i>Gl. sp.</i>	+	+
<i>Cyclammina cf. cancellata</i> BRADY	+	
<i>Cycl. sp.</i>		+
<i>Haplophragmoides carinatum</i> CUSH. et RENZ	+	
<i>Hapl. sp.</i>	+	+
<i>Vulvulina spinosa</i> CUSH.	+	+
<i>Trochamminoides sp.</i>	+	
<i>Eggerella sp.</i>	+	
<i>Tritaxilina mexicana</i> CUSH.		+
<i>Trit. sp.</i>	+	
<i>Trochammina globigeriniformis</i> var. <i>altiformis</i> CUSH. et RENZ	+	
<i>Ammodiscus cf. incertus</i> (D'ORB.)	+	+
<i>Astrorhiza sp.</i>	+	
<i>Rhabdammina sp.</i>	+	
<i>Glomospira charoides</i> (JONES et PARK.)	+	
<i>Karrerella cf. subcylindrica</i> (NUTT.)		+
<i>Pullenia bulloides</i> (D'ORB.)	+	+
<i>Uvigerina ciperana</i> CUSH. et STAINF.	+	
<i>Uv. sp.</i>		+
<i>Gyroidina altispira</i> CUSH. et STAINF.	+	+
<i>Gyr. sp.</i>	+	+
<i>Cassidulina subglobosa</i> BRADY		+
<i>Siphonina sp.</i>		+
<i>Planulina marialana</i> HADLEY		+
<i>Pl. renzi</i> CUSH. et STAINF.		+
<i>Anomalina cf. dorri</i> COLE		+

	Point : x = 810,2 y = 582,8	Point : x = 810,5 y = 585,7
<i>An. pompilioides</i> GALL. et HEM.		+
<i>Cibicides</i> cf. <i>atratiensis</i> TOLMACHOFF		+
<i>Cib.</i> sp.	+	
<i>Siphonodosaria nuttalli</i> (CUSH. et JARV.)		+
<i>Siph.</i> cf. <i>curvatura</i> var. <i>spinea</i> (CUSH.)		+
<i>Siph. verneuili</i> (D'ORB.)	+	
<i>Siph. verneuili</i> var. <i>paucistriata</i> (GALL. et MORREY)	+	
<i>Pleurostomella</i> cf. <i>alternans</i> SCHWAGER	+	+
<i>Lagena</i> sp.	+	
et de rares <i>Globotruncana</i> (remaniées)	+	+

Glob. dissimilis est signalée dès la base du Priabonien et dans l'Oligocène. *Gl. venezuelana*, déjà mentionnée dans l'Éocène supérieur, atteindrait le Miocène moyen. Le maximum de fréquence des deux espèces a lieu à l'Oligocène, âge très probable de la formation.

2. LE SYNCLINAL PROPREMENT DIT DES OULED-YAYA comporte une série nummulitique fort différente. Les assises inférieures, rarement conglomératiques, ne sont observables qu'à l'W. Près du Dj. el-Hadjar, autour de la cote 477, on trouve de minces brèches rougeâtres reposant sur des schistes sériciteux, faiblement rubéfiés. On remarquera un phénomène semblable au NE du Sidi-Marouf.

Une série argilo-marneuse (de l'ordre de 300 m d'épaisseur) constitue presque toujours la moitié inférieure du Néonnumulitique. On y note les habituelles intercalations lenticulaires calcaires ou gréseuses : celles-ci sont particulièrement développées au NW et au SW de la Dehret el-Ksaf. Un niveau d'argilites rouges, parfois aussi verdâtres, semble se localiser non loin sous les grès « numidiens ». Il est bien développé au S de la Dehret Cherifa, comme au N et au NE du Kef Kessar-Latam.

Au S du Dj. el-Hadjar, une intercalation calcaire, déjà cartographiée par F. Ehrmann, comporte des bancs d'une roche compacte blanche, jaunâtre ou rosée, où s'individualisent parfois des lits siliceux; elle passe latéralement à des microconglomérats calcaires.

Ceux-ci ont un ciment calcaire englobant de petits grains de quartz, des amas de glauconie et de nombreux organismes : Orbitolines (p. 258) et « Lagenas » remaniées, gros fragments d'Échinodermes, de Lamellibranches, de Brachiopodes (?), d'Algues calcaires (dont un *Archaeolithothamnium* sp. qui, d'après M^{me} Le-moine, existe dans l'Oligocène d'Oranie, où il n'a pas été encore décrit). Les galets sont essentiellement empruntés au Jurassique : calcaires oolitiques, calcaires à Algues, calcaires à Calpionelles (?) et Radiolaires.

Au voisinage de ces assises calcaires ou bréchiques, se trouve une barre de phtanites noirs. Au microscope, sur un fond isotrope, chargé d'oxyde de fer et de minuscules phyllites, ne se détache aucune trace organique.

Au NW de la Dehret el-Ksaf, près de la cote 249, on note aussi, à une cinquantaine de mètres sous les grès « numidiens », une importante intercalation de calcaires à silex et de brèches calcaires.

Ces dernières ont livré de nombreux fossiles du Lutétien supérieur, probablement remaniés¹:

Nummulites helveticus
N. incrassatus
N. cf. *lucasi*
Assilina sp.
Discocyclina chudeaui
D. gr. discus-sella

D. nummulitica
Asterodiscus stellatus
A. taramellii
A. sp.
Actinocyclina radians (fragment)
Amphistégines

1. Déterminations de M. J. Flandrin (Nummulites) et de M^{me} M. Neumann (Orthophragmines).

A côté de ces formes, il faut souligner la présence de *Spiroclypeus*¹ : ce genre, qui n'est pas actuellement connu avant le Lutétien terminal, caractérise surtout l'Oligocène; nous l'avons cité à la base de l'Oligocène des Beni-Afeur et des Ouled-Askeur, associé à des Miogypsines.

Quoique un peu ambigu, les renseignements fournis par les Algues² de ce gisement laissent supposer un âge nummulitique élevé : *Jania nummulitica* (?), connue du Lutétien à l'Oligocène, mais qui, en Algérie, n'est signalée que dans l'Oligocène des Beni-Afeur (p. 346); *Lithophyllum* sp., rappelant une espèce de l'Éocène des Carpathes; *Archaeolithothamnium* sp., de la base de l'Oligocène du sondage des Abatilles; *A. dollfussi*, de l'Oligocène d'Algérie et de la Gironde; *Mesophyllum royoï*, cité aux Beni-Afeur; *Mes. varians* LEM. (?), forme éocène; *Lithothamnium bofilli*, de l'Éocène algérien; *L. faurai* (?), cité des Beni-Afeur; *Lithoth.* sp.

Sous le microscope, ces brèches montrent en outre, dans un ciment de calcite chargée d'oxyde de fer, de nombreux fragments de Lamellibranches et d'Echinodermes, comme aussi des débris de Jurassique (calcaires grumeleux et oolitiques, calcaires zoogènes, calcaires grossièrement cristallins, calcaires à *Calpionella* et à Radiolaires) ou de Crétacé (calcaires à Globigérines, débris d'Inocérames). Ces brèches sont chargées de glauconie, qui prend part à la constitution du test de certains Foraminifères.

Au NE du Sidi-Marouf³, la partie inférieure de l'Oligocène s'amincit et prend un faciès flysch : les petites intercalations gréseuses qui la caractérisent sont, même sous le microscope, identiques à celles du Flysch schisto-gréseux crétacé.

Au N de la Mat Zoulane, on trouve ainsi au-dessus des micaschistes :

1. conglomérat quartzeux compact (une dizaine de mètres),
2. sables gréseux ocres (quelques mètres),
3. Flysch assez fin, avec rognons gréseux (une centaine de mètres),
4. grès « numidiens ».

Par contre, au SW du sommet 1029, l'Oligocène débute directement par des argilites à bancs gréseux et à nodules irréguliers de calcaires jaunes. L'épaisseur de cette assise varie de 50 à 80 m.

L'Oligocène des Ouled-Yaya se termine par l'habituelle série « numidienne ». Au SE de la Dechret Takraroub, sa base est assez indécise : des marnes, des argilites, des grès psammitiques et des grès quartzeux alternent sur une certaine épaisseur, avant l'établissement du régime « numidien » franc.

D. Le Nummulitique du synclinal d'Arago-Aïn Kechera

Contrairement à ce qui a été figuré sur les planches hors-texte, la série argilo-marneuse à faciès flysch plus ou moins accusé, qui borde au S les écailles du Moul-ed-Demamene, appartient pour une large part au Crétacé : des documents micropaléontologiques récoltés récemment paraissent en faire foi (p. 294). Cependant on ne saurait exclure que du Nummulitique s'y mêle, comme c'est le cas vers Arago.

1. AUTOUR D'ARAGO, en effet, règne une série argilo-marneuse très analogue à certains des niveaux crétacés, observables entre la Mat Beni-Haï et Sidi Ahmed-ben-Tsabet, dont on la sépare fort mal. Les teintes grises dominent, mais on trouve des passées rougeâtres. Les intercalations calcaires ne sont pas rares, mais elles restent constamment azoïques.

1. Détermination de M. J. Cuvillier.

2. Déterminations et renseignements, parfois inédits, de M^{me} P. Lemoine.

3. La planche 3 porte, à 600 m au SW d'El-Ksaf, un gîte fossilifère à la base du Nummulitique. Il s'agit en réalité de pierres volantes d'une lumachelle blanche de Nummulites silicifiées, dont la provenance et l'âge restent mystérieux.

M. Abrard pense y reconnaître des formes typiquement oligocènes (*Numm. vascus* JOLY et LEYM. [B]-*boucheri* DE LA H. [A] et *N. bouillei* DE LA H.). M. Flandrin n'exclut pas, pour sa part, qu'il s'agisse d'espèces de l'Yprésien-Lutétien inférieur (*N. gr. planulatus*) : ce faciès étant jusqu'à présent exclusivement connu dans ces niveaux, en quelques points des Hautes Plaines (plateau sétifien).

Une autre pierre volante de lumachelle, avec les mêmes espèces de Nummulites, a été récoltée 4 km plus au NE, près de la Dechret bou-Akal, loin de tout affleurement nummulitique.

Certains de ces calcaires possèdent un grain très fin, comparable à celui des calcaires à Calpionelles ou à Fissurines trouvés ailleurs. La plupart cependant, un peu plus grossiers, de teinte grise ou gris-jaunâtre, sont plus marneux que les précédents. Le microscope y révèle de très petits grains de quartz, dispersés, parfois aussi quelques minuscules paillettes micacées, mais pas le moindre reste organique.

Les brèches calcaires, très rares dans cette série, contiennent des éléments calcaires empruntés au Jurassique et au Crétacé, dans un ciment de calcite bien cristallisée. En plusieurs points, ces brèches contiennent des Nummulites :

— Au SW de Sidi Ahmed-ben-Tsabet (A.K.; $x = 825,7$; $y = 379,9$), des argilites calcareuses grises admettent des lentilles de fines brèches constituées presque uniquement de fossiles du Lutétien supérieur¹ :

Nummulites incrassatus

N. lucasi ? (fragment)

N. sp.

Assilina sp.

Discocyclina gr. *discus-sella* (TF)

Asterodiscus sp.

Actinocyclina radians

Amphistegina sp. (s.s.)

« *Asterigerina* » *rotula* (KAUF.)

Les Mélobésiées laissent soupçonner le remaniement des espèces ci-dessus. La plupart des Algues ont en effet été définies dans l'Oligocène : *Archaeolithothamnium sp.* (? = *A. tuberosum* GÜMBEL, du Chattien de Westphalie), *A. dollfussi* déjà cité au SW d'El Milia et au Dj. Mochaouene, *Mesophyllum royi*. *Lithothamnium bofilli*, qui s'y ajoute, est par contre une forme éocène.

— 500 m au SE du gîte ci-dessus, un affleurement lenticulaire (A. Kech; $x = 825,9$; $y = 379,6$) de grès calcareux est enveloppé par des marnes, qui sont restées azoïques.

Les grès, très riches en quartz bien roulés, contiennent des Algues calcaires, des Amphistégines, des Bryozoaires, des Balanes et des restes de Bivalves (Huîtres, Pectinidés). Les Amphistégines apparaissent au Paléocène.

— La route au S d'Arago montre, au N de la cote 471, au-dessus des marnes sénoniennes à veines de « beef » :

1. Flysch schisto-gréseux typique, peu épais, parfois un peu calcareux, avec phtanites (Crétacé probable),
2. barre gréseuse assez compacte,
3. argilites calcareuses, avec passées rouges, bancs de calcaire à grain fin et lentilles de grossières brèches calcaires.

La faune de ces brèches permet d'affirmer l'âge au moins éocène de la partie supérieure du terme 3. Elles ont livré (A. Kech.; $x = 826,9$; $y = 380,15$) une faune voisine de la précédente et probablement du même âge : Algues calcaires (AR), Operculines (R), Amphistégines (F), Balanes (F), Dentaies (R), Bryozoaires (TF).

— Enfin, au SE d'Arago, près de la base du Néonummulitique, des argilites schisteuses noires en plaquettes admettent des niveaux gréseux et des lentilles de brèches calcaires à gros éléments, très polygéniques.

Celles-ci ont livré¹ (A. Kech.; $x = 829,0$; $y = 382,6$) des Mélobésiées (*Archaeolithothamnium sp.* = ? *A. tuberosum* GÜMBEL), des Algues du genre *Mastophora*, des Nummulites du Lutétien supérieur (*Numm. incrassatus*, *N. cf. millecaput*, *N. cf. helveticus*) et d'autres grands Foraminifères (*Asterodiscus sp.*, *Spiroclypeus sp.*, Operculinidés, Rotalidés, *Halkyardia sp.*).

Des bancs gréseux se rencontrent aussi dans la série argilo-marneuse. Ils sont parfois psammittiques : c'est le cas dans le village même d'Arago, au voisinage du Cristallophyllien. Mais la fréquence de ces intercalations n'est jamais telle qu'on puisse parler de Flysch.

1. Déterminations de M. Flandrin (Nummulites), de M^{me} Neumann (Orthophragmines), de M^{me} Lemoine (Mélobésiées) et de M. Cuvillier (autres organismes).

Des passées de phanites blancs et noirs, assez exceptionnelles, ont été remarquées au SW du Djebanet bou-Cherf, au S de la Mat el-Hadjra et à l'E de la maison forestière des Achaïches.

La série argilo-marneuse d'Arago n'a pas moins de 200 à 300 m de puissance autour de ce village. Elle est surmontée à l'E (« Dj. Mcid-Aïcha ») par les grès quartzeux « numidiens », avec leurs habituelles passées argileuses. Au N de la cote 490, le passage entre les deux formations, tout à fait progressif, est marqué par des argilites noires à lentilles gréseuses, mimant un peu un Flysch. Des nodules de calcaires roux très ferrugineux s'y rencontrent de loin en loin.

En allant vers le NW, au cimetière de Bou-Cherf, on constate que les grès « numidiens » ne sont situés qu'à quelques dizaines de mètres au-dessus des schistes paléozoïques. La série argilo-marneuse est ainsi très réduite. Elle reprend une grande puissance vers Catinat : des lentilles de grès tendres y sont interstratifiées.

En allant au SE, de même, l'épaisseur de la série argilo-marneuse se réduit assez brusquement à une cinquantaine de mètres. Le Néonummulitique repose sur le Flysch schisto-gréseux crétacé ou sur les schistes satinés paléozoïques. Il débute sur ces derniers par des couches gréseuses à assez gros galets (quartz, gneiss fins ou œillés, micaschistes), passant vers le haut à des grès grossiers plus ou moins calcareux, que surmontent des alternances argileuses et gréseuses, soubassement des grès « numidiens » du Kef Bir-Bellout.

2. AU S D'AÏN-KECHERA, la série argilo-marneuse que nous venons de décrire passe latéralement à des argilites grises ou gris-noirâtre, peu ou pas calcareuses, souvent schisteuses. De petits bancs gréseux, plus rarement quartziteux, s'y intercalent, donnant ainsi à la formation des caractères de Flysch. Plus rarement, on y rencontre de petits bancs de calcaire à grain fin.

Les niveaux marquant la transgression tertiaire¹ sont assez variés. Parfois les argilites sont séparées du socle primaire par des poudingues. C'est le cas au S et au SE de l'Aïn Mecken-Ala : le Néonummulitique y débute par d'épais psammites riches en galets, empruntés surtout au complexe gneissique (gneiss et pegmatites). Au bord opposé du synclinal, on retrouve, au long du Chabet Felbou, un mince conglomérat à petits éléments, sous des psammites gris lités passant progressivement vers le haut aux argilites normales.

Ailleurs, comme au SE de Moul-el-Koudia et du Dj. Arbala, le Nummulitique supérieur débute, sur les micaschistes ou sur les gneiss, par un banc discontinu de grès blanc à faciès « numidien ». Il s'épaissit brusquement dans le rocher de « Sidi-Kef », exploité en carrière par les Ponts et Chaussées.

D'autres intercalations de grès « numidiens », toujours assez réduites, se situent à divers niveaux du Nummulitique. Mais, nulle part dans cette zone, on ne trouve les grands entablements qu'ils déterminent ailleurs.

E. Le Nummulitique supérieur du chaînon d'El Karn

Ce chaînon est situé au SE du synclinal d'Arago-Aïn Kechera. L'étude du Nummulitique qui le constitue est seulement ébauchée.

1. AU NE DU CHAÎNON D'EL KARN, le Néonummulitique repose sur le Cristallophyllien. Une bonne coupe peut en être relevée sur la crête joignant le Dj. Dar-ed-Debar au Koudiat Aïne-Ali.

1. Rappelons qu'au NE d'Aïn-Kechera des marnes à Rosalines, apparemment non remaniées (Sénonien élevé), reposent directement sur le socle, réduisant d'autant la part du Nummulitique (p. 307).

La série tertiaire débute par des assises marneuses à intercalations gréseuses tendres. Vers leur base, des lits de microbrèches montrent d'abondants organismes, au moins partiellement du Lutétien : très petites Nummulites indéterminables ; Orthophragmines (*Discocyclina* sp.; *Asterodiscus stellatus*; *A.* sp.); Operculines; Algues calcaires indéterminables; Bryozoaires. Parmi les éléments remaniés, notons de menus grains anguleux de quartz « filonien » et des fragments empruntés au Jurassique : calcaires grumeleux ou oolitiques (Lias?), calcaires à Calpionelles (Tithonique).

Le Nummulitique se poursuit par une série argilo-marneuse à nombreuses intercalations de grès, de brèches calcaires et de calcaires. A un niveau élevé de ce complexe, au SW de la cote 490, des marnes à galets (dont la taille peut atteindre 15 cm), empruntés au Jurassique, ont fourni :

Goniaraea cf. *italica* (D'ACH.)¹

Pycnodonta navicularis (BROCCHI) var.²

Gon. italica est une forme du Stampien du Vicentin (couches de Castel-Gomberto). *Pycn. navicularis*, essentiellement néogène, a été citée en Allemagne dès le « Tongrien », par d'anciens auteurs. L'âge de ces assises est un peu ambigu, d'autant plus que ces fossiles peuvent être remaniés. En tout cas, il ne peut s'agir de terrains antérieurs à l'Oligocène moyen.

2. EN ALLANT VERS LE SW, le Nummulitique arrive à reposer sur le Mésozoïque : en particulier, entre le Chabet Hadjar-bou-Kaak et la Mat bou-Far, sur le Flysch schisto-gréseux crétacé, difficile à séparer du Néonummulitique. Ce dernier est cependant plus marneux et sa teinte plus jaunâtre. Des plaquettes calcaires brunes, des lits de grès jaunâtres semblent permettre en outre de le différencier du Crétacé.

A Fedj-el-Mekta, le Néonummulitique arrive de nouveau directement contre le Cristallophyllien. La coupe des assises qui paraissent en constituer la base est la suivante (fig. 117, coupe 2) :

1. marnes blanc-jaunâtre à lits plus ou moins quartziteux,
2. argilites gris-noir à lits quartziteux (faciès flysch),
3. argilites marneuses grises à lits gréseux fissiles,
4. argilites alternant avec grès fins,
5. grès-quartzites gris,
6. argilites.

Au NW du col, sur le Flysch crétacé, des bancs argileux violacés semblent localement marquer la base du Néonummulitique. Celle-ci ne devient toutefois facile à cartographier qu'à l'W de Bou-Far, où le Nummulitique supérieur vient à reposer sur les marnes sénoniennes ou éocènes. En général, il débute alors par un niveau d'argilites qui, par enrichissement en bancs gréseux, parfois aussi en lits calcaires, prend un aspect de Flysch. Ce fait est particulièrement net à l'E de la cote 638 (El-Korn).

Au-dessus, sur une épaisseur d'au moins 500 m, vient une série extrêmement variable où les faciès se succèdent sans ordre. Ils appartiennent à deux catégories principales : d'une part des grès sableux, de l'autre des argilites gréseuses bariolées (fréquemment violacées). Ces dernières admettent des passées plus marneuses, des horizons de calcaires à petits grains de quartz, des grès calcaireux grossiers, des calcaires blancs lités, des couches à galets calcaires mal roulés et des brèches calcaires.

Sous le microscope, les brèches montrent des débris empruntés au Jurassique : calcaires grumeleux ou oolitiques (Lias?), calcaires à Radiolaires (Dogger-Malm?), calcaires à *Calpionella* (Tithonique). Mais l'essentiel de ces roches est d'origine organique : fragments d'Echinodermes, de Bryozoaires, de Mélobésiées et

1. Détermination de M. J. Chevalier.

2. Détermination de M^{me} S. Pimienta-Freneix.

surtout de grands Foraminifères. La glauconie n'est pas rare : elle imprègne parfois le test de certains de ces organismes.

La plupart des Foraminifères¹ recueillis sont d'âge lutétien supérieur. Les autres, qui peuvent être du même âge, ont une plus vaste répartition dans le temps.

Emplacement des gisements :

1. N d'El Karn : 150 m SE cote 658. (x=835,6 ; y=379,35).
2. Route à l'E d'El Karn. (N de Korn-bou-Takouk).
3. El Karn; SE de la cote 929. (x=837,2 ; y=377,95).

	1	2	5
<i>Nummulites incrassatus</i>	?	+	
<i>N. lucasi</i>	?	+	
<i>N. sp.</i>			+
<i>Assilina sp.</i>		+	
<i>Discocyclina chudeaui</i>		+	
<i>D. gr. discus-sella</i>	+	+	+
<i>D. marthae</i>		+	
<i>D. nummulitica</i>	+	+	
<i>D. cf. bayani</i>			+
<i>D. sp.</i>	+		
<i>Asterodiscus taramellii</i>		+	
<i>A. sp.</i>	+	+	+
<i>Actinocyclina radians</i>	+		
<i>Spiroclypeus sp.?</i>	+		
« <i>Asterigerina</i> » <i>rotula</i>	+		
<i>Fabiania sp.</i>	+		

Les Algues calcaires² ont, elles, pour la plupart, un cachet oligocène :

	1	2	3
<i>Corallina sp.</i>		+	
<i>Amphiroa propria</i> LEM.		+	
<i>Tenarea sp.</i>	+		
<i>Archaeolithothamnium sp. 1</i>	+	+	
<i>Arch. sp. 2</i>	+	+	
<i>Mesophyllum obsitum</i> AIR.	+		
<i>M. royoï</i>	+	+	
<i>M. vaughani</i> HOWE?		+	
<i>M. sp.</i>		+	
<i>Lithothamnium bofilli</i>	+		+
<i>L. moreti</i>			+
<i>Lithoporella melobesioides</i> FOSL.	+		

1. Déterminations de M. J. Flandrin (Nummulites), de M^{me} M. Neumann (Orthophragmines) et de M. J. Cuvillier (autres groupes).

2. Déterminations et interprétations de M^{me} P. Lemoine.

Parmi ces Algues, les Corallinées sont connues de l'Éocène : *Corallina* sp. du Lutétien du Chénoua, *Amph. propria* de l'Éocène des Carpathes. Les *Archaeolithothamnium* cités sont oligocènes (*A.* sp. 1 est de l'Oligocène d'Oranie), ainsi que *Mes. obsitum*, du Lattorlien piémontais. Les autres formes sont citées dans presque tout le Nummulitique, sauf *Lith. bofilli*, essentiellement éocène.

F. Le Nummulitique supérieur entre les Mouïa et Sidi-Merouane

Notre enquête aborde les régions plus méridionales situées de part et d'autre de l'axe orographique principal de la chaîne numidique. Notre description va maintenant être dirigée de l'E vers l'W.

La zone comprise entre les Mouïa et Sidi-Merouane est située à une dizaine de kilomètres au S du chaînon d'El Karn, objet du paragraphe précédent. Le Nummulitique va présenter ici des faciès très variables.

1. A L'E, A HAUTEUR DE LA MAISON FORESTIÈRE DES MOUÏA, on trouve, sur plus de 400 m d'épaisseur, des alternances de puissantes barres gréseuses et d'argilites gréseuses noires. Cette disposition est particulièrement nette au SE du Koudiat el-Araïs.

Ce « Numidien » typique est parfois séparé de son substratum de marnes crétacées par un coussinet d'argilites schisteuses à petits lits gréseux, qui mesure environ 50-80 m à l'E de l'O. el-Berak, mais au moins une centaine au SE du Kef Sema.

2. PLUS A L'W, AU KOUDIAT ENZEL-AKAHAL, le Nummulitique montre une série très différente, longtemps considérée comme lutétienne (FICHEUR, 1896). Au flanc nord-ouest de ce relief, sur environ 300 m d'épaisseur, on peut distinguer d'une manière assez arbitraire les trois termes suivants, dans une série absolument continue :

1. marnes rouges ou grès calcaires en plaquettes (assises très minces),
2. complexe argilo-marneux analogue à celui du SW d'El Milia (Ouled-Yaya), riche en intercalations de calcaires, de brèches calcaires à Nummulites, de grès calcaires,
3. argilites schisteuses, avec bancs épais de grès psammitiques calcaires, donnant lieu à de petits escarpements.

Le terme 1 est représenté au Djebana Sidi-bou-Nouara par des argilites riches en coprolites.

Des corps oblongs, en hématite, de longueur variable (quelques cm), paraissent résulter du remplissage de terriers creusés dans la vase. A leur pourtour, ceux-ci ont été tapissés par de minuscules déjections ellipsoïdales (1 à 2 mm) qui apparaissent aujourd'hui sous forme d'innombrables pustules, allongées, à la surface de ces corps oblongs.

Ceux-ci ont été soumis au Dr W. Häntzschel et au Dr Seilacher. Ces spécialistes de *Problematica* ont confirmé notre impression sur ces curieux restes, dont les animaux producteurs ne peuvent être précisés (Crustacés?).

De tels « fossiles », dont l'aire de répartition en Algérie est très vaste, ont été signalés en d'autres pays, à des niveaux stratigraphiques variés (Trias et Jurassique d'Allemagne méridionale, « Flysch » italien...). Ils ont été nommés par R. Richter *Tubotomaculum* (rens. de W. Häntzschel).

Presque tous les fossiles¹ récoltés dans les brèches du niveau 2 sont du Lutétien supérieur. Ainsi :

— A 500 m à l'ENE de l'Aïn Ras-el-Aïoun, une plaquette calcaire a montré : *Numm. incrassatus*, *N. lucasi*, *N. fichteli* (??). Cette dernière espèce est oligocène, mais sa détermination est douteuse.

1. Déterminations de M^{me} Lemoine (Algues), de M^{me} Neumann (Orthophragmines), de M. Flandrin (Nummulites), de M. Cuvillier (autres groupes).

— Près de la Mat bou-Ata (S. Dr.; x = 829,3; y = 369,85), des brèches calcaires ont livré :

Nummulites cf. *contortus* DESH.

N. helveticus (?)

N. incrassatus

N. lucasi

N. millicaput (?)

Discocyclina gr. *discus-sella*

D. nummulitica

Asterodiscus stellatus

Ast. sp.

Alveolina cf. *elongata* D'ORB.

Gypsinidae, dont *Sphaerogypsina* sp.

Asanoina sp.

Eorupertia sp.

Amphiroa sp.

Lithophyllum arenularium CAP.

Archaeolithothamnium dallonii

Mesophyllum vauhani

Mes. pfenderae LEM.

Mes. varians

Mes. isthmi HOWE

Lithothamnium andrusovi LEM.

Tous les Foraminifères s'accorderaient avec un âge lutétien. Outre des formes s'étalant sur tout le Nummulitique, les Algues comprennent deux lots : le premier (*Mes. pfenderae*, *M. varians*, *Lith. andrusovi*) est d'âge éocène, voire lutétien, le second (*Lith. arenularium* absolument typique, *Mes. isthmi*) comporte des espèces purement oligocènes, encore inédites en Algérie. La formation appartiendrait donc à l'Oligocène, les autres organismes étant remaniés.

— Aux environs de Sidi-bou-Nouara (S. Dr.; x = 828,0; y = 368,7), une association très analogue a été recueillie : *Numm. lucasi*; *Disc. chudeaui*, *D. gr. discus-sella*, *D. nummulitica*, *Asterodiscus* sp., *Actinocyclina radians*; Amphistégines, Operculines, Assilines.

Un examen détaillé permettra seul de dire si l'épaisse série du Koudiat Enzel-Akahal passe latéralement à la masse « numidienne » des Mouïa ou si elle équivaut seulement au mince coussinet argileux qui en constitue la base.

3. A L'W D'HAMALA, on retrouve une série « numidienne » typique qui débute, au-dessus de l'Éocène inférieur, par des argilites à bancs gréseux (« Flysch »). Localement masqué par le Néogène, le « Numidien » réapparaît entre Siliana et Sidi-Merouane, en particulier au Koudiat Tadrar. La cluse du Rummel en donne une bonne coupe.

On y remarque la présence de véritables poudingues à petits galets de quartz, représentant une simple exagération de l'habituel faciès de grès quartzeux. De plus les argilites noires intercalées entre les barres gréseuses sont légèrement calcareuses.

G. L'Oligocène du chaînon des Zouara

Il couvre une surface de plus de 150 km². Son substratum habituel est constitué par un Flysch marno-microbréche attribué au Crétacé supérieur. Nous avons dit plus haut (p. 311) les raisons qui nous paraissent militer en faveur de l'âge sénonien de ces couches, dans lesquelles on aurait pu voir les assises de base du Néonummulitique. Soulignons toutefois que nulle part dans ce secteur nous n'avons pu saisir avec certitude la discordance, cependant majeure, qui, dans notre interprétation, devrait séparer ce Flysch à microbrèches de sa couverture d'argilites et de grès certainement nummulitiques (accordance tectonique?).

Le Néonummulitique paraît ainsi débiter par quelques mètres ou quelques dizaines de mètres d'argilites. L'absence presque totale de carbonates dans celles-ci permet de les différencier commodément des marnes sénoniennes sous-jacentes. D'autre part leur teinte souvent verdâtre les oppose aux niveaux argileux, généralement noirs, du « Numidien » franc. Un « fossile », régionalement assez caractéristique et en tout cas très fréquent, y est constitué par les *Tubotomaculum*, que nous avons cités plus à l'E à ce même niveau.

Ce coussinet d'argilites verdâtres à coprolites est pratiquement constant. Il n'a cependant été cartographié qu'aux endroits où il acquiert une certaine importance : ainsi autour de Bir-Chouchen il a en général plus de 20 m d'épaisseur. Ailleurs, il est plus mince et se distingue mal des assises qui lui sont superposées.

On y remarque exceptionnellement de petits nodules brun-jaunâtre d'argile calcareuse et ferrugineuse, chargée de grains de quartz anguleux (de l'ordre de 20 μ) et d'assez rares micas.

Aux environs du Kef Dardja, la base du Nummulitique supérieur est assez différente. Elle montre des argilites schisteuses fines, gris-noirâtre, que nous avons séparées cartographiquement au SW de Fedj-Forous en raison de leur situation stratigraphique, mais qui ne sont, au vrai, guère différentes des argilites « numidiennes » de la série sus-jacente. Ces mêmes argilites noires se retrouvent près du Djebana Sidi-Barkate (au SW du Marouf), mais une assise de grès blancs psammitiques, tachés de rouille, les sépare là du substratum crétacé.

Ces argilites de base du Nummulitique supérieur renferment une microfaune très pauvre et sans valeur stratigraphique nette. Ainsi, à Fedj-Akdal, immédiatement sous les grès « numidiens », J. Magné a reconnu, outre des espèces sénoniennes remaniées, quelques *Haplophragmoides*, *Ammodiscus* et *Cibicides*. De même, au S de Bir-Chouchen, sur la route, dans la même situation stratigraphique, les argilites vertes ont fourni à J. Magné : *Globigerina* sp., *Cibicides* sp., *Gyroidina* sp. et des Arénacés (*Cyclammina*, *Ammodiscus*, *Bathysiphon*, *Ammobaculites*...). Cette microfaune possède un cachet oligocène (?).

Au-dessus de ces niveaux argileux, viennent des alternances d'argilites et de grès, en bancs assez minces. Progressivement l'épaisseur de ces assises élémentaires s'accroît. Les grès quartzeux blancs du « Numidien », parfois jaunis ou rougis par l'oxyde de fer, forment d'épaisses barres séparées par des argilites schisteuses noires, plus ou moins chargées de rognons ou de lits gréseux. Contrairement à l'impression laissée par les paysages, on voit dans les coupes naturelles que les niveaux d'argilites sont au moins aussi puissants que les barres gréseuses. L'ensemble, qui a certainement plus de 500 m, en atteint peut-être un millier.

H. L'Oligocène de la zone de Texenna-Tamentout

Nous groupons dans un même paragraphe les observations faites sur les affleurements assez variés de cette région.

1. AU N DE TEXENNA, le Flysch schisto-gréseux crétacé est surmonté directement par des grès à faciès « numidien », pauvres en intercalations argileuses. Parfois cependant la base du Nummulitique paraît marquée par des argilites rouges à bancs de calcaires et de grès sableux (N de Sidi-Mansour) ou des argilites grises à minces lits de calcaires à grain fin (S de la cote 668). Le Néonummulitique s'enfonce rapidement, au N de Texenna, sous les marnes bleues burdigaliennes.

Il faudrait aller à quelque 10 km plus au NW pour retrouver, entre *Djidjelli* et *Cavallo*, de larges affleurements de Néonummulitique. Celui-ci présente un faciès un peu composite, quoique se rapprochant surtout de l'Oligocène de couverture du massif ancien. A la base, on trouve des assises tendres, fort puissantes : tantôt série argilo-marneuse à intercalations lenticulaires variées (« faciès de Taher »), tantôt marnes et grès calcareux, psammitiques, de teinte grise (faciès rappelant celui des Beni-Afeur). Des horizons à coprolites existent localement, mais leur situation stratigraphique n'est pas nette. Au sommet vient le « Numidien » classique, gréso-argileux. Cette région sera étudiée dans un autre mémoire.

2. AU S ET AU SE DE TEXENNA, nous venons d'établir que la série gréso-schisteuse du chaînon des Beni-Fourhal (Guerrouch) et du Dj. el-Mourreba était d'âge tithonique-crétacé, alors que jusqu'à présent, à la suite des auteurs antérieurs, nous en faisons du Néonummulitique (pl. 1, 2 et 4).

Dans toute cette région, le seul affleurement qui soit vraiment néonummulitique est représenté par l'étroite bande d'assises détritiques qui frangent au N le Dj. Sidi-Mansour : Flysch argilo-gréseux, grès « numidiens » et argilites violacées ou verdâtres, avec coprolites.

3. LE CHAÎNON DU TAMESGUIDA doit ses hauts sommets à une série néonummulitique essentiellement gréseuse, qui n'est pas très différente de celle du chaînon plus oriental des Zouara.

Entre Fédoulès et Tamentout se trouve un premier grand affleurement (forêt de Djimla). Le substratum en est formé par le Flysch marno-microbréchique du Sénonien. Les assises argileuses, souvent verdâtres, parfois rougeâtres, marquant la base du Néonummulitique, sont ici fort épaisses et riches en *Tubotomaculum*. A Taoulachet, elles sont particulièrement développées (de l'ordre de 50 m) et admettent quelques rares miches d'un calcaire détritique brunâtre. Elles sont aussi assez puissantes autour de Tamentout.

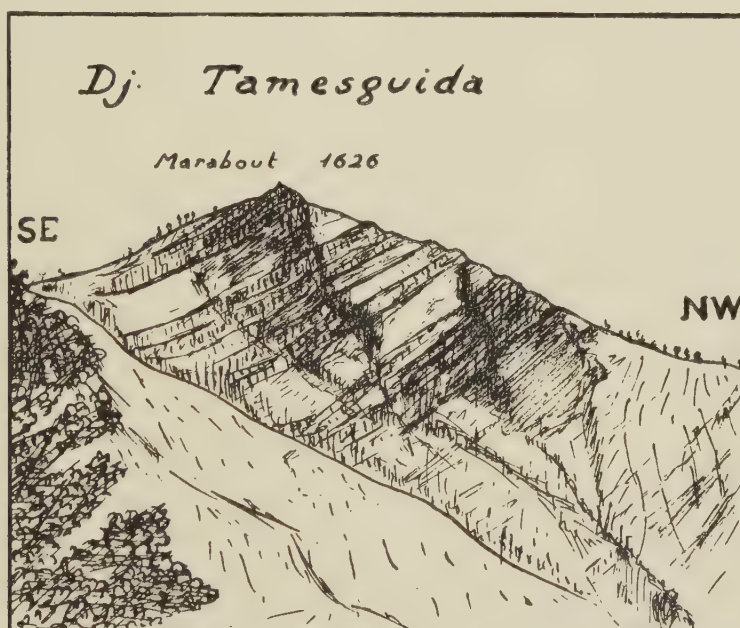


FIG. 73. — Le sommet du Dj. Tamesguida, dans le « Numidien ».
Voir les alternances d'argilites (talus ravinés) et de niveaux gréseux (barres en saillie).

Dans le complexe gréso-argileux « numidien » qui forme, au-dessus, l'essentiel du Nummulitique supérieur, on doit noter la présence occasionnelle d'intercalations d'argilites schisteuses vertes et d'argilites à nodules calcareux de patine jaune.

A l'W de Tamentout, nous ne voyons pas de particularités notables à signaler dans le massif proprement dit du Tamesguida. Le flanc nord du signal 1626 montre éloquentement l'opposition des barres gréseuses et des vires argileuses (fig. 73). Le niveau inférieur à *Tubotomaculum* a été repéré jusqu'au N de Chevreul.

4. AU S DE L'OUED-EL-KEBIR et de son affluent de gauche l'O. el-Menar, le « Numidien » repose directement sur les marnes ou sur les calcaires de l'Éocène. La discordance apparaît parfois avec netteté.

Les argilites de base, dont la teinte est plus souvent grisâtre que verdâtre, sont parfois légèrement calcareuses. Leur puissance est beaucoup plus forte que d'ordinaire (100 à 200 m). Près de l'Aïn-el-Malah (Tam.; x = 783,45; y = 361,5), elles nous ont fourni¹ une microfaune que J. Magné considère comme très probablement oligocène :

Globigerina dissimilis C. et B.
G. aff. venezuelana HEDBERG
Cibicides sp. (assez globuleux)

et de nombreux Arénacés

<i>Glomospira charoides</i> (JONES et PARKER)	<i>H.</i> sp.
<i>Bathysiphon</i> sp.	<i>Cyclammina</i> sp.
<i>Rhabdammina</i> sp.	<i>Trochamminoides</i> sp.
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>carinatum</i> CUSH. et RENZ	<i>Ammodiscus</i> sp.

Le paquet de grès « numidiens » d'Amzel, totalement entouré d'éboulis, pourrait être considéré comme résultant d'un décoiffement des grès de la crête de la forêt de Djimla, si, à Belemane, dans une position analogue mais 5 km plus à l'E, n'existait un lambeau identique incontestablement *in situ*.

Un important affleurement s'observe en outre dans le douar Mouzlia au S de l'Hadjar-el-Mergueb. La base du Néonummulitique y comporte 20 à 30 m d'argilites grisâtres, verdâtres ou rougeâtres. L'habituel complexe « numidien » vient au-dessus.

A l'W de Star-Aïssa cependant, on remarque la curieuse présence de niveaux de calcaires très probablement lacustres au sein du « Numidien ». La coupe est la suivante, du S au N :

1. base argileuse masquée par les éboulis,
2. barre de grès « numidiens », calcareux au sommet,
3. calcaires blancs ou rosés,
4. grès brunâtres,
5. argilites noirâtres à lits gréseux,
6. calcaires blancs ou rosés,
7. grès « numidiens ».

L'épaisseur cumulée des niveaux 2 à 6 dépasse 50 m. Les intercalations calcaires n'ont d'ailleurs pas plus de quelques décimètres d'épaisseur. Bien que leur aspect rappelle celui des calcaires lacustres néogènes, leur intercalation dans le « Numidien » nous a semblé évidente.

Sous le microscope, ces calcaires, légèrement argileux, présentent de la calcite cristallisée selon des assemblages polygonaux assez particuliers (de l'ordre de 30 μ). Quelques grains de quartz y apparaissent, à l'exclusion de tout reste organique.

3. — CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Les caractères lithologiques de la série néonummulitique ne peuvent servir à aucune distinction stratigraphique : en effet ils varient latéralement d'une manière désordonnée. Le faciès grés-argileux « numidien » lui-même, bien qu'il soit le plus souvent localisé dans la moitié supérieure de cette série, peut se rencontrer beaucoup plus bas.

1. D'un point très voisin (Tam.; x = 361,23; y = 783,25) provient une microfaune comparable (MAGNÉ et DUROZOV, 1954), mais moins caractéristique.

Ainsi, comme d'ailleurs le fait est général dans les régions méditerranéennes, le Nummulitique supérieur constitue un tout homogène, où la distinction cartographique d'étages est purement artificielle.

L'âge global de ce complexe lithologique résulte au premier abord de sa postériorité évidente, dans le Nord-Constantinois, à l'Éocène moyen et de son antériorité non moins manifeste au Burdigalien. Mais l'existence de deux phases tectoniques importantes, la première juste antérieure aux dépôts de la série néonummulitique, la seconde entre celle-ci et le Miocène inférieur, rendait vraisemblable, *a priori*, l'absence, au moins locale, de certains niveaux à la base (Éocène supérieur p.p.) et de certains autres au sommet (Oligocène terminal-Miocène inférieur basal).

On ne peut ainsi tabler que sur les faunes, en général pauvres et toujours rares, qui ont été trouvées dans ces terrains. Voici ce que l'on sait.

A. — LA BASE DE LA TRANSGRESSION est parfaitement datée dans le NW de la région étudiée. Aux Beni-Afeur, J. Flandrin et F. Ehrmann ont en effet signalé des marnes à nombreuses Lépidocyclines, comprenant en particulier des espèces du genre *Eulepidina*, inconnu avant l'Oligocène, mais qui se poursuit dans le Miocène.

De plus, aux Beni-Afeur et dans l'W des Ouled-Askeur, des couches à Polypiers coloniaux, incontestablement en place à l'extrême base de la transgression, immédiatement sous les marnes à Lépidocyclines, nous ont fourni des espèces appartenant aux genres *Hydnophyllia*, *Eusmilia*, *Mycetoseris*, *Stylophora*, *Trochoseris*..., classiques dans l'Oligocène (« Tongrien » s.l.) d'Italie du Nord et du Tyrol (Reit-im-Winkel). L'éventuel âge miocène de la série est ainsi éliminé.

La découverte toute récente, que nous venons de faire, de Miogypsines (*Miogypsinoidea complanata* [SCHL.]) à la base de ces formations, tant dans les gisements classiques des Beni-Afeur qu'au S des Ouled-Askeur, permet de préciser que tout le Néonummulitique de ces secteurs appartient à l'Oligocène élevé (Chattien-Aquitaniens)¹.

On sait les discussions sans fin auxquelles ont donné lieu les niveaux de passage entre Oligocène et Miocène. Nous avons considéré, dans cette étude, que le couple « Chattien-Aquitaniens » représentait l'Oligocène supérieur, mis sur un plan comparable à l'Oligocène inférieur (Sannoisien) ou l'Oligocène moyen (Stampien), pour de simples raisons d'exposé.

Nous disposons pour dater la base de la série néonummulitique, en deux points, de gîtes à *Miogypsa complanata*, forme qui a été définie par Schlumberger à Saint-Étienne-d'Orthe, près de Peyrehorade, dans des assises attribuées par tous les stratigraphes français à l'Aquitaniens (ou au Chattien, quand cet étage en est séparé). En vérité la situation de ces niveaux, isolés au milieu de formations récentes, n'est pas exactement précisable. Aussi vaut-il mieux les qualifier de « chattiennes-aquitaniennes ».

L'âge des couches à *M. complanata* d'Italie² et du Maroc³ a été récemment discuté. A Turin, il s'agit probablement du même niveau qu'en Aquitaine. Au Maroc, les échantillons de cette espèce, voisinant avec *Miogypsina irregularis* et *M. burdigalensis*, bons fossiles burdigaliens, seraient remaniés, d'après C.W. Drooger : il reste toutefois, dans cette hypothèse, à retrouver les assises où *M. complanata* est autochtone.

Plus à l'E (région à l'W des Ouled-Yaya), des marnes occupant une situation stratigraphique homologue des couches à Miogypsines ont livré une microfaune dont certains éléments (*Globigerina*

1. Tout récemment, M. Mattauer (*C.R.somm.S.G.F.*, séance du 2 mai 1955) vient de découvrir *M. complanata* dans le complexe argileux, base du Néonummulitique de l'Ouarsenis. Cela confirme et étend notre interprétation.

2. DROOGER (C. W.), 1954 : *Miogypsina* in Northern Italy. *Kon. Ned. Ak. Wett. Amsterdam*, S. B, 57, n° 2, p. 227-249.

3. DROOGER (C. W.), 1954 : *Miogypsina* in Northwestern Morocco. *Kon. Ned. Ak. Wett. Amsterdam*, S. B, 57, n° 5, p. 580-591.

dissimilis, *G. venezuelana*) montreraient l'âge oligocène¹. En réunissant ces données, on aboutit à penser que la transgression du Néonummulitique, dans tout l'W du massif ancien de Petite Kabylie, a débuté à la base de l'Oligocène supérieur (ou à la fin de l'Oligocène moyen). Cette conclusion est applicable avec certitude à la partie méridionale des synclinaux des Beni-Afeur et des Ouled-Askeur, avec quasi-certitude à celui des Ouled-Yaya, et, pour raisons de continuité, à la partie nord des Beni-Afeur (région de Taher), des Ouled-Askeur et à l'aire synclinale d'Arago-Aïn-Kechera (?).

Cette interprétation change considérablement l'image qu'on se faisait de la transgression néonummulitique dans les Kabylies. La similitude presque parfaite des faciès de notre région et de ceux de l'E de la Grande Kabylie (S d'Azazga en particulier) permet d'affirmer, sans crainte sérieuse de démenti, que l'âge oligocène élevé du Néonummulitique est valable aussi là-bas.

En dehors du massif ancien de Petite Kabylie (et de Grande Kabylie, sans doute), on ne possède pas de documents sérieux concernant l'âge exact de la transgression néonummulitique. C'est ainsi que, dans le domaine sédimentaire de la chaîne numidique, les seuls éléments paléontologiques sérieux proviennent de la zone au S de Tamentout : les argilites de base y ont fourni une microfaune assez fruste, dont J. Magné ferait volontiers de l'Oligocène. Étant donné la continuité latérale et l'aspect très particulier du niveau ainsi daté (couches à coprolites), on est en droit, sauf preuve du contraire, de généraliser cette interprétation à une bonne partie du Constantinois, en particulier à l'ensemble des chaînons du Tamesguida, du Zouara, des Mouïa (en partie au moins)...

On est cependant obligé d'admettre que le Priabonien à Nummulites a formé quelque part des dépôts. J. Flandrin (1948, p. 204-206) a souligné combien leur identification était difficile, un des seuls fossiles qui le caractérisent étant *Numm. fabianii*².

Les recherches de P. Deleau (1938 c) dans l'E de la chaîne numidique, plus spécialement au N du Kef Hahouner, ont abouti à distinguer dans le Néonummulitique un complexe essentiellement argileux, dont l'épaisseur dépasse 300 m. Ce dernier ne semble pas différer beaucoup, ni par ses faciès, ni par sa puissance, de notre série oligocène transgressive sur le Cristallophyllien de l'W de la Petite Kabylie. Mais, à la différence de cette dernière, le complexe argileux au N du Dj. Hahouner comporte dans sa moitié inférieure des microbrèches à *N. fabianii* (A). Les exemplaires recueillis sont, d'après J. Flandrin, des formes de passage à *N. fichteli* : on sait qu'à Biarritz, Boussac a montré que de telles formes de passage n'existent que dans les niveaux supérieurs du Priabonien.

On peut donc penser que le Néonummulitique de l'E de la chaîne numidique (SE de la Petite Kabylie) surmonte ou comporte à sa base (?) des niveaux priaboniens. La découverte de *N. fabianii* (forme typique) dans les brèches calcaires des Beni-Afeur, largement au-dessus des couches à Lépidocyclines et donc certainement remaniée (FLANDRIN, 1948, p. 211) semblerait indiquer que des dépôts à Nummulites de l'Éocène supérieur, démantelés par l'érosion oligocène, ont existé au S de Djidjelli.

Ce problème de la présence éventuelle de l'Eocène supérieur au sein du complexe néonummulitique amène à présenter quelques remarques sur les *niveaux à Foraminifères (Nummulites, Ortho-*

1. Cette association, et sans doute aucune autre de Microforaminifères, ne permet pas encore de caractériser tel ou tel niveau de l'Oligocène. De renseignements obligeamment fournis par M. Lys, M. Magné et M. Rey, il résulte que *Gl. dissimilis*, connue dès le Bartonien, s'éteint à l'Oligocène supérieur et que *Gl. venezuelana* est signalée depuis l'Éocène supérieur jusqu'au Miocène moyen. Les couches contenant ces espèces, au SW d'El Milia, peuvent donc être sans difficulté attribuées éventuellement à l'Oligocène supérieur.

2. J. Flandrin (1948, p. 205-206) s'est demandé d'ailleurs si cette espèce « ne pourrait pas avoir persisté en Algérie jusque dans les premiers niveaux de l'Oligocène ».

phragmines...) d'âge lutétien supérieur de l'W de la Petite Kabylie. Les exemples reconnus sont les suivants :

1. *Au SE du col de Selma*, le gisement déjà décrit (p. 338) et provisoirement considéré comme éocène. D'autres gîtes à Nummulites existent au N de ce col (obs. de A. Lambert).
2. *Sur la crête d'Ark-ed-Dis*, au NW de Texenna (Djidj.; x = 771,7; y = 383,2), des blocs de calcaires, repris dans le Burdigalien (?), nous ont fourni d'abondantes Nummulites (dégagées) du Lutétien supérieur.
3. *Au S de Taher* (synclinal des Beni-Afeur), J. Flandrin (1948) cite des brèches calcaires contenant des fossiles d'âge varié, en particulier des Nummulites et Orthophragmines du Lutétien supérieur probable, nettement remaniées dans l'Oligocène.
4. *Aux Ouled-Askeur* (Mochaouene), des brèches calcaires, situées à quelques dizaines de mètres sous le « Numidien » (s.s.) gréseux, nous ont fourni une association du Lutétien supérieur, évidemment remaniée.
5. *Aux Ouled-Yaya*, un fait analogue a été cité au SW d'El-Ksaf.
6. *Autour d'Arago et plus à l'E* (Fedj-el-Mekta), des associations fauniques du Lutétien supérieur ont été décelées en plusieurs points, toujours dans des brèches calcaires, mais vers la base du Néonummulitique. L'âge oligocène de ces formations est ici encore vraisemblable.
6. *Dans le chaînon d'El-Karn*, des brèches identiques, très riches en débris organiques, se placent à divers niveaux d'un complexe aux faciès très particuliers.
8. *A l'E d'Hamala*, la situation est la même. Ce sont les gîtes définis par Ficheur comme lutétiens.

Mettons à part les gisements de la région de Djidjelli (1 et 2) dont l'étude n'a été qu'ébauchée. Au S de Taher (3) certainement, aux Ouled-Askeur (4) et aux Ouled-Yaya (5) très probablement, la situation stratigraphique des brèches à éléments du Lutétien supérieur ne peut s'expliquer que par un remaniement faunique global. Dans les autres gisements, on pourrait à priori admettre l'âge lutétien supérieur des assises contenant ces faunes. *Soulignons toutefois les points suivants :*

- l'existence, en plusieurs gisements, de *Spiroclypeus* : genre qui débute au Lutétien terminal¹, se poursuit au Priabonien mais est surtout fréquent à l'Oligocène (voir aux Beni-Afeur);
- le doute sérieux que laissent planer les Algues calcaires, abondantes et variées, dont la plupart laissent soupçonner l'âge oligocène de ces gisements, bien que des formes éocènes (remaniées?) s'y associent toujours;
- l'état souvent très mauvais des fossiles lutétiens et le faciès constamment détritique (brèches calcaires *polygéniques*) des couches fossilifères;
- leur passage latéral possible (E d'Hamala) au « Numidien » dont l'âge oligocène est quasi certain;
- leur superposition, en discordance cartographique (El-Karn), à une série éocène, en particulier à des marnes noires dont l'âge lutétien supérieur-priabonien est très vraisemblable (quoique non établi encore de manière formelle).

En résumé, concluant dans le sens de J. Flandrin (1948), nous admettrons actuellement que ces fossiles du Lutétien supérieur sont remaniés dans une série probablement oligocène. L'origine et le mode de transport de ces abondantes faunes posent cependant des problèmes délicats : le Lutétien supérieur calcaire, à Nummulites et faune associée, n'est en effet connu que plus à l'E, en des affleurements extrêmement limités. De toute manière, ce faciès à Nummulites frangeait au SW le massif ancien de Petite Kabylie.

B. — LA MASSE MÊME DES FORMATIONS DU NÉONUMMULITIQUE appartient aussi à l'Oligocène élevé. Les jalons paléontologiques qu'on y possède sont d'ailleurs bien rares et souvent précaires.

Dans le S du synclinal des Beni-Afeur, à une centaine de mètres au-dessus de la base de l'Oligocène, des marnes ont fourni une faune de Lamellibranches, parmi lesquels des *Flabellipecten* dont les types ont été définis dans l'Oligocène supérieur d'Italie.

1. Sur la foi de J. Schweighauser (1953 : *Mém. suisses Paléont.*, vol. 70. Voir p. 26 et taf. 1, p. 98).

Les organismes qu'ont livré les marnes à galets situées à l'ENE de Fedj-el-Mekta prouvent que, dans cette zone, le faciès argilo-marneux est d'âge oligocène élevé, au moins en partie.

Partout ailleurs dans le Nord-Constantinois, la masse du Néonummulitique n'a jusqu'ici rien livré comme restes organiques autochtones.

C. — LE SOMMET DU NUMMULITIQUE SUPÉRIEUR, presque toujours représenté par des alternances de grès compacts et d'argilites noires (« Numidien »), n'est pas encore daté dans nos régions.

Ailleurs en Algérie-Tunisie, ce faciès a livré des faunes, en quelques rares points : ainsi au Dj. Mesguida et au Dj. Morissane (FLANDRIN, 1948, p. 273 et 265), des associations de Lépidocyclines oligocènes. Plus récemment, on a découvert dans le Nord-Tunisien (GOTTIS, 1953 a) une faune de Gastéropodes et de Lamellibranches à cachet aquitanien, à 300 m sous le sommet du « Numidien », dont l'épaisseur totale dépasserait 1 km.

Il est vraisemblable que, dans le Nord-Constantinois, les « grès numidiens » représentent l'Oligocène terminal (Aquitaniens *p.p. max.*). Ils sont en tout cas antérieurs à du Burdigalien bien daté appartenant à un autre cycle sédimentaire.

4. — CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Du fait de la rareté des gisements fossilifères, nous sommes encore dans l'incapacité d'établir des équivalences stratigraphiques exactes entre les divers termes des trois principaux groupes de faciès que nous avons distingués. Aussi allons-nous examiner à part l'évolution paléogéographique des régions septentrionales (massif paléozoïque), des régions sud-occidentales (prolongation des Babors) et des régions sud-orientales (à proximité de la « chaîne calcaire »). Nous traiterons enfin des caractères généraux de la sédimentation néonummulitique.

A. — LE NUMMULITIQUE SUPÉRIEUR DES RÉGIONS SEPTENTRIONALES

Nous avons vu qu'il n'y a aucune trace de sédiments priaboniens, ni d'ailleurs du Sannoisien-Stampien.

On est donc amené à croire que la partie SW du massif ancien de Petite Kabylie était alors émergée. Soumis à l'érosion, le Cristallophyllien a pu, à cette époque, nourrir en éléments détritiques (quartz, micas, phyllites...) une éventuelle sédimentation dans les régions plus méridionales.

Immédiatement sous les couches marines de l'Oligocène supérieur transgressif, des vestiges de *sédiments continentaux* apparaissent. Il s'agit parfois de véritables éboulis grossiers recimentés. On trouve aussi dans la même position des brèches comportant de fines particules schisteuses enrobées dans une matrice ferrugineuse : identiques aux brèches rouges soulignant la transgression crétacée au N du Kef Dardja, ces roches rappellent les formations rubéfiées subactuelles, résultant d'une évolution pédologique des micaschistes. Ces brèches continentales, que l'on repère à la bordure méridionale des Beni-Afeur et en quelques points autour du synclinal des Ouled-Askeur et des Ouled-Yaya, ne sont jamais très épaisses.

Des formations identiques, relevant du même processus, sont connues en Grande Kabylie, dans la dépression du haut Sebaou (FLANDRIN, 1948, p. 220-221). Il faut peut-être interpréter comme indice climatique analogue le niveau de sables rubéfiés par lequel débute fréquemment le Néonummulitique de l'Atlas tunisien oriental (CASTANY, 1951).

Ces brèches ont été parfois suivies ou accompagnées de la sédimentation de minces *calcaires zoogènes*. Il s'agit dans ce cas particulier de dépôts côtiers, riches en Lépidocyclines et Miogypsines,

en Polypiers, en Pectinidés et en Corallinées ou Mélobésiées : ces organismes vivaient sous quelques mètres d'eau, comme en témoignent les Algues et d'occasionnelles récurrences de brèches rubéfiées au sein des calcaires. L'arrivée brutale d'éléments grossièrement détritiques a interrompu la sédimentation de tels calcaires, réduits, par une érosion survenue dès après leur dépôt, à de minces lentilles qu'on trouve de loin en loin, au S du synclinal des Beni-Afeur et à l'W de celui des Ouled-Askeur.

Des calcaires zoogènes identiques ont été signalés à la base de l'Oligocène transgressif sur le Cristallophyllien au N du Djurdjura et à la base des « grès de Dra-el-Mizan » (FLANDRIN, 1948, p. 234 et 239-240), en Grande Kabylie.

Si l'on met à part ces formations, très minces et très locales, de calcaires zoogènes et de brèches rubéfiées, l'Oligocène supérieur débute fréquemment, sur le socle paléozoïque du SW de la Petite Kabylie, par des sédiments très détritiques (conglomérats, grès grossiers...). Leur abondance dans certains secteurs peut résulter du comblement d'anciennes dépressions de la surface d'érosion antérieure à l'Oligocène supérieur. Il faut peut-être interpréter comme étant l'une de ces dépressions l'axe SE-NW que jalonnent, au NW du Bordj de Chahna, des couches à galets : celles-ci sont actuellement localisées dans un creux topographique, cette disposition paraissant difficilement explicable par la tectonique.

L'invasion marine s'est ensuite poursuivie, sans arriver toutefois, au moins au début, à submerger totalement certains *îlots à matériel paléozoïque* : ce fait avait déjà été établi par les travaux de F. Ehrmann et de J. Flandrin, que nous avons précisés et complétés. L'existence de ces territoires émergés (fig. 66) est marquée, d'abord par une frange de galets grossiers qui leur ont été arrachés, ensuite par la diminution de l'épaisseur des assises oligocènes à leur voisinage.

Un premier îlot devait être constitué par le massif du Dj. Sidi-bou-Azza. La réduction de la série argilo-marneuse de l'Oligocène (partie basse) entre le S du Dj. el-Kelaa et le Koudiat Ennador, son remplacement presque total par des conglomérats, la transgression locale des assises à faciès « numidien » (Oligocène terminal) directement sur le Cristallophyllien, font penser qu'un massif émergé devait correspondre aux actuels hauts reliefs, en gneiss et en cipolins, du Sidi-bou-Azza.

Un deuxième îlot, petit et temporaire, a dû exister dans le bassin du haut Irdjana (Ouled-Askeur). Il rendrait compte de la très forte réduction d'épaisseur de la série argilo-marneuse de l'Oligocène et de son enrichissement en gros galets, au N du Dj. Taïarfa. L'existence, autour du Krenak-el-Kramis, de lentilles de grès quartzeux à divers niveaux de la série néonummulitique milite dans le même sens.

Un troisième îlot se situait au SW d'El Milia. Une traînée de conglomérats de base, approximativement orientée suivant un méridien, se relie vers le S à la masse de poudingues intraformationnels des Ouled-Amar, déjà cartographiés par F. Ehrmann (1928 b). Les blocs de gneiss et de pegmatites qu'on y rencontre ne peuvent provenir que de la zone gneissique située au N du Sidi-Marouf. Une dépression dans la topographie antérieure à l'Oligocène supérieur a pu guider ces apports détritiques, étroitement localisés dans une sorte de gouttière. En outre, au NE du Sidi-Marouf, un amenuisement très net de l'Oligocène argileux paraît aussi témoigner, pour le moins, du voisinage d'une zone de hauts-fonds à dépôts réduits.

A l'E du Moul-ed-Demamene, dont rien ne semble indiquer l'émersion, on trouve deux secteurs qui ont pu temporairement surgir des eaux. D'une part, à 2 km à l'E d'Arago, l'Oligocène argileux est très réduit et sa base comporte des poudingues à galets gneissiques qui doivent provenir de plus à l'E (chaînon des Beni-Rasoun). D'autre part, au SW d'Aïn-Kechera, une accumulation locale de galets gneissiques paraît impliquer l'érosion active, à l'aurore de l'Oligocène supérieur, du Dj. Moul-el-Koudia.

Dans le reste des massifs anciens du Nord-Constantinois, en particulier au SW, au S et au SE de Philippeville, on a décrit des conglomérats néonummulitiques, parfois puissants. Il est difficile de distinguer parmi ces derniers les formations normales de transgression et les poudingues intraformationnels, seuls aptes (en général) à indiquer l'existence d'îlots durables. On peut néanmoins penser qu'au S de l'actuel bassin tertiaire de Tamalous, existait une zone émergée, dont paraissent témoigner certains contours de la feuille « Aïn-Kechera » (BÉTIER, 1933).

En Kabylie de Collo, les conglomérats de base du Nummulitique sont minces et rares. Les coupes de M. Roubault (1934) indiquent cependant que la série gréseuse « numidienne » arrive au S, dans le bassin du haut Zhour (du Dj. Tamazouch au Koudiat Chfair), en transgression directe sur le Cristallophyllien : cela peut laisser supposer que cette zone a été temporairement émergée (?).

En dehors de ces îlots ou de ces hauts-fonds, qu'on localise assez bien, le massif ancien a été recouvert à l'Oligocène supérieur par une épaisse série argilo-marneuse, presque totalement dénuée de restes organiques et dont l'épaisseur, dans la région étudiée, peut atteindre 500 m, bien qu'elle soit généralement plus faible, de l'ordre de 200 à 300 m. Cette série est essentiellement argileuse. On y remarque des passées rouges, des lits carbonatés (calcaires à grain fin, calcaires gréseux, brèches calcaires), détritiques (quartzites, grès sableux, grès calcareux, psammites), plus rarement siliceux (phtanites).

La série argilo-marneuse prend un aspect particulier au N des aires émergées : des marnes sableuses localement fossilifères (Pectinidés, Oursins, microfaune) sont liées aux poudingues intraformationnels des Beni-Afeur et de l'W des Ouled-Yaya. D'autre part un faciès *flysch* (en minces bancs) apparaît au S, dans la zone de bordure du massif ancien. Nous y reviendrons plus loin.

Les assises de la partie terminale de l'Oligocène supérieur possèdent le faciès « numidien » (s.s.) : alternances de bancs gréseux (dominants) et d'argilites grises ou noires (subordonnées). Généralement ce nouveau régime sédimentaire débute assez brusquement. De plus le « Numidien » paraît être transgressif par rapport à l'Oligocène basal¹ (Koudiat Ennador, au S du Bordj de Chahna; zone au N du Dj. Taïarfa, au SW des Ouled-Askeur; N et E d'Arago).

Dans la partie nord du territoire étudié, la puissance maximale des niveaux « numidiens » est de 300 m. Rappelons que, comme en Grande Kabylie, des grès quartzeux à faciès « numidien » se rencontrent parfois, mais rarement, dès la base ou dans la masse de la série basale, argilo-marneuse, de l'Oligocène.

B. — LE NUMMULITIQUE SUPÉRIEUR DE L'W DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE

Dans les chaînons du Zouara et du Tamesguida comme plus au S, le Néonummulitique présente un faciès assez différent de celui qui forme la couverture du massif ancien. Une très puissante série « numidienne » repose ici en discordance sur le Mésozoïque ou sur l'Éocène (inférieur, moyen ou supérieur), par l'intermédiaire d'un mince coussinet d'argilites. Nous ferons les remarques suivantes :

1. — On ne peut observer le passage latéral de ce « Numidien » des zones méridionales à l'Oligocène du massif kabyle, l'érosion ayant séparé les deux groupes d'affleurements. Il semble néanmoins qu'à la bordure sud du massif kabyle, à la fois au-dessus du socle ancien et au-dessus de la zone du *Flysch* schisto-gréseux crétacé, le Néonummulitique revête, au moins à la base, un faciès schisto-gréseux, quasi identique à celui du Crétacé sous-jacent : l'érosion partielle de ce dernier a pu lui donner naissance (?).

C'est probablement le cas au SE de Texenna (N du Dj. Sidi-Mansour), au SE de Sidi-Ouchnek (N du Koudiat Nedjar) et au NE du Sidi-Marouf (de la Dechret Ouled-Yaya jusqu'au Kef Kessar-Latam). C'est encore le cas autour de Fedj-el-Mekta, mais uniquement à la base du Néonummulitique.

Il est en tout cas curieux de noter qu'aucun galet provenant de l'érosion du Cristallophyllien ne semble avoir franchi au S la ligne de reliefs plus ou moins émergés, qui limitait, à l'Oligocène, le massif ancien de Petite Kabylie. Le fait peut s'expliquer en admettant que ces reliefs avaient une pente très

1. F. Ehrmann (1928 b et 1946) a déjà indiqué une telle transgression, mais en des points où elle est loin d'être manifeste.

douce au S, favorisant une sédimentation finement détritique, et très forte au N, engendrant des dépôts grossiers.

2. — L'absence de conglomérats ou même de formations grossières à la base du Néonummulitique est un autre fait bizarre, quoique habituel dans les chaînes telliennes.

Le Néonummulitique débute par des argilites, souvent verdâtres, où pullulent parfois des corps oblongs (*Tubotomaculum*), paraissant représenter le remplissage de terriers tapissés de minuscules coprolites. On rencontre aussi, dans les horizons légèrement calcaires, de très rares Foraminifères, généralement arénacés. Ces formations, souvent réduites à un coussinet de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, pourraient être liées à une mer froide à fond vaseux réducteur.

Ce faciès d'argilites vertes néonummulitiques n'est d'ailleurs pas spécial à notre région : ainsi M. Mat-tauer (*in* GLANGEAUD, 1952, p. 68) l'a observé à la base de l'Oligocène du SE de l'Ouarsenis. Il se poursuit vers la Tunisie, d'autre part.

3. — Il n'y a rien de spécial à dire sur la série d'argilites noires et de grès quartzeux, dite « numidienne », qui forme, avec des épaisseurs dépassant certainement 500 m, la presque totalité du Néonummulitique. Précisons que, dans nos régions, les argilites du « Numidien » ne sont pas calcaires et que les grès quartzeux, eux aussi non calcaires, s'ils sont fréquemment sableux, ne sont que très exceptionnellement transformés en quartzites.

Le faciès « numidien », si répandu dans le N de la Berbérie, entre Ténès et Bizerte, a été souvent qualifié de Flysch. Bien que, d'une manière globale, ce terme ne soit pas inexact, il convient de souligner qu'il s'accorde mal avec la fréquente régularité, sur de grandes surfaces, des grosses barres gréseuses, faisant contraste avec les innombrables lits, assez minces, des vrais flyschs. Par contre, dans les assises argileuses intermédiaires entre les barres gréseuses, on observe souvent des alternances de fins bancs gréseux et d'argilites schisteuses, méritant sans nul doute la qualification de flysch. Il est d'ailleurs vraisemblable que, par plus d'un point, les conditions de dépôt du « Numidien » n'ont pas différé fondamentalement de celles des flyschs classiques.

4. — Le faciès « numidien » ne varie guère du N au S, lorsqu'on approche du rivage méridional de la mer néonummulitique. La terre émergée pouvait ne pas être très éloignée, car on ne connaît pas d'affleurements « numidiens » plus méridionaux, sauf loin au SE ou au SW.

Un indice peut nous guider dans la localisation de ces rivages : l'existence de minces passées de calcaires probablement lacustres à la partie inférieure du « Numidien » de Star-Aïssa, au SE de Tamentout. On ne peut, d'autre part, invoquer l'existence d'« Aquitanien » continental dans ce secteur (Chevreul, W du bassin de Constantine). De sérieux indices nous amènent à croire qu'il s'agit de Miocène franc, assez élevé.

5. — Un problème important reste en suspens : celui des corrélations à établir entre l'Oligocène formant la couverture du massif paléozoïque et le Néonummulitique non encore daté des zones plus méridionales. On peut envisager plusieurs solutions :

a) La série nord est en totalité de l'Oligocène élevé, on le sait. La série sud, essentiellement oligocène elle aussi, comprendrait des termes plus anciens à sa base. Il pourrait en être ainsi (?) dans une zone plus orientale, au N du chaînon Hahouner-Debar (DELEAU, 1938 c).

b) Les deux séries nord et sud seraient entièrement oligocènes, leurs faciès se correspondant rigoureusement. Mais on s'explique mal la réduction du complexe argileux, si développé au N, à un mince coussinet, seul visible au S. Une telle réduction serait d'ailleurs curieusement compensée par un épaissement du « Numidien » sus-jacent, moins épais au N qu'au S.

c) Les deux séries nord et sud seraient du même âge (Oligocène), leurs différences étant dues à de simples variations de faciès. De la sorte, la moitié inférieure de l'Oligocène (élevé), argilo-marneuse au N, serait déjà en grande partie, au S, sous le faciès gréso-argileux « numidien ». Ce dernier règnerait partout dans la moitié supérieure de l'Oligocène (élevé). Cette solution paraît la plus vraisemblable.

C. — LE NUMMULITIQUE SUPÉRIEUR DE LA CHAÎNE CALCAIRE

La « chaîne calcaire » (partie centrale et orientale de la chaîne numidique) était pour une large part émergée au Nummulitique supérieur. Au pourtour de cette cordillère plus ou moins exondée, la sédimentation néonummulitique a pris un aspect très particulier : c'est le « faciès kabyle » de J. Flandrin¹.

Au voisinage immédiat de ces zones émergées, situées à l'E de notre zone d'études, on trouve des formations grossières fort puissantes (conglomérats, grès et marnes sableuses). Rappelons que les sédiments détritiques du « Lutétien supérieur » de P. Deleau sont peut-être pour une large part d'âge néonummulitique.

D'autres formations étaient tenues pour caractéristiques du « faciès kabyle » : les grès et poudingues rouges de l'E de la chaîne numidique. Antérieurement rattachés par P. Deleau (1938 c) au Nummulitique supérieur, ils sont en grande partie « permo-triasiques ». Les produits de leur démantèlement ont cependant pu donner naissance, au Nummulitique, à des faciès très voisins.

Dans le territoire que nous avons étudié, les faciès spéciaux décelables aux approches de la « chaîne calcaire » sont moins nets. Ainsi, dans le chaînon d'El-Karn, on observe une intrication d'assises argilo-marneuses, avec intercalations très variées (particulièrement de brèches calcaires), avec les niveaux grés-argileux de type « numidien ». De même, au S du Kef Sema (Koudiat Enzel-Akahal), règne un puissant complexe argilo-marne-gréseux, très variable selon les points. Ses rapports avec le « Numidien » environnant n'ont pas encore été éclaircis (passage latéral probable).

L'âge de toutes ces formations n'a pu encore être précisé. La présence fréquente de brèches calcaires à fossiles du Lutétien supérieur introduit une ambiguïté encore difficile à lever.

D. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA SÉDIMENTATION OLIGOCÈNE

On doit distinguer deux grands groupes de faciès : le complexe argilo-marneux, le complexe grés-argileux « numidien ».

1. *Le complexe argilo-marneux* domine dans la moitié inférieure de l'Oligocène. Il ne doit pas correspondre à des faciès très profonds, bien que l'on n'en possède pas encore de preuves formelles. L'activité organique est alors surtout localisée au pourtour des îlots kabyles, que pouvaient avoisiner, au N, des fonds de quelques centaines de mètres, pratiquement azoïques. Le plancton est extrêmement réduit. La glauconie est fréquente dans les faciès calcareux grossiers, mais toujours en petite quantité.

L'élément proprement détritique de ce complexe argilo-marneux témoigne d'un important brassage, en rapport certain avec une mer agitée. Le cas le plus éloquent est celui de brèches calcaires, formées de débris empruntés au Mésozoïque et à l'Éocène (au Lutétien en particulier). Le matériel cristallophyllien y joue aussi un grand rôle : le remaniement des arènes continentales accumulées avant la transgression oligocène et l'érosion des régions restées émergées ont peut-être suffi à alimenter les dépôts quartzeux et micacés du complexe argilo-marneux.

2. *Le complexe grés-argileux « numidien »* pose des problèmes autrement difficiles. Il s'agit certainement de formations marines : en particulier la régularité relative de la stratification n'est pas explicable autrement. Mentionnons toutefois les caractères d'usure éolienne des grains de quartz constituant les grès « numidiens » de Grande Kabylie (FLANDRIN, 1948, p. 222) ou de l'Edough

1. Ce terme est ambigu, le Néonummulitique des régions proprement kabyles (en l'espèce la couverture des massifs anciens) revêtant en général un tout autre aspect.

(HILLY, *in* BOLFA, ..., 1952, p. 80). On peut penser qu'il s'agit de sables façonnés par le vent et repris par la mer sans usure appréciable.

LA PROVENANCE GÉOGRAPHIQUE DU QUARTZ reste inconnue. On sait que les régions littorales, en particulier les amygdales paléozoïques kabyles, ont été recouvertes en presque totalité, sinon au début de la transgression oligocène, du moins par la mer « numidienne » terminant le cycle néonummulitique.

Le Cristallophyllien des actuels massifs kabyles n'a donc pu fournir qu'une part infime du quartz des grès de Numidie. Il en est de même d'un éventuel emprunt à des grès du Trias (« Permo-Trias » des auteurs) ou du Flysch crétacé, dont les affleurements restés émergés devaient être insignifiants.

Ce que l'on sait des caractères des grès « permo-triasiques » et de ceux du Flysch crétacé ne paraît d'ailleurs pas s'accorder avec une réelle reprise de leur matériel dans le « Numidien » : richesse en micas détritiques, ciment phylliteux, finesse du grain en moyenne assez grande, colorations parfois vives...

Il faut nécessairement faire venir le quartz d'ailleurs. La quasi-totalité des auteurs, y compris les plus récents (FLANDRIN, 1948, p. 318; HILLY, *in* BOLFA, ..., 1952, p. 80; GORTIS, 1953 a) se rallient à l'hypothèse d'un continent émergé (« Tyrrhénide ») situé au large des actuelles Kabylies, qui ne constitueraient plus que les débris de ses avancées. L'érosion des zones cristallines ou cristallophylliennes constituant cette Tyrrhénide aurait alimenté la sédimentation gréseuse du « Numidien ».

On n'a peut-être pas envisagé avec assez de crédit l'hypothèse inverse, qui ferait venir le quartz du S. On connaît en effet, dans l'Atlas saharien, de puissantes masses de grès continentaux ou sub-continentaux éocénés, affleurant sur de larges surfaces et dont l'origine première est à chercher dans le socle africain.

On a avancé une série d'arguments tendant à démontrer l'existence d'une Tyrrhénide d'où viendrait le quartz des grès « numidiens ». Aucun n'est déterminant :

A : L'existence même des actuels massifs kabyles, dont on peut tout naturellement chercher la suite vers le N.

Mais la notion d'une Tyrrhénide s'accorde mal avec ce que l'on croit savoir de la paléogéographie des temps anté-oligocènes. De plus en plus il semble que les massifs kabyles aient formé, du moins au Crétacé et à l'Éocène, des amygdales ceinturées par la mer au N et au S. L'apparition brutale et imprévisible, à l'Oligocène, d'un massif cristallophyllien dans un domaine plus septentrional, sa disparition non moins brutale et totale au Miocène, sont vraiment difficiles à concevoir.

B : L'interposition des grès de Boghari et des grès du Chérichira, à grain beaucoup plus fin, entre la zone très septentrionale des grès « numidiens » et les régions émergées plus méridionales.

Cette zone des grès de Boghari et du Chérichira est loin d'être constante à la bordure du continent africain oligocène (FLANDRIN, 1948, pl. VII). Les considérations sur la moindre taille de leurs grains de quartz par rapport à ceux du « Numidien » sont loin de toujours s'appliquer. Les exemples sont d'ailleurs nombreux d'éléments fins déposés à proximité des zones nourricières, tandis que les éléments grossiers vont plus loin.

C : La présence de formations analogues, à peu près contemporaines, autour de la Méditerranée occidentale, et dont les éléments constituants proviennent sans aucun doute de massifs cristallins voisins : ainsi les grès d'Annot à l'W du massif de l'Argentera-Mercantour.

Mais les grès d'Annot sont généralement très micacés¹ et riches en feldspaths intacts (DEB, 1938). Au contraire, les grès de Numidie sont presque exclusivement quartzeux. La distance de l'hypothétique Tyrrhénide aux lieux de dépôt du « Numidien » étant du même ordre que celle du Mercantour aux affleurements de grès d'Annot, on s'explique difficilement une telle différence.

1. Comme le macigno oligocène de l'Apennin et de Sicile.

On ne peut raisonnablement arguer que seuls des schistes épimétamorphiques ont été érodés, ce qui évidemment ne donnerait pas de feldspaths ni de grandes paillettes de micas (ou seulement une faible quantité), car l'érosion aurait dû nécessairement atteindre des zones gneissiques, compte tenu du volume énorme des grès. Leur épaisseur cumulée doit être de l'ordre de 100 à 200 m, sur une profondeur d'une centaine de kilomètres du N au S, et un front d'un millier. Au moins 1 km d'épaisseur de roches cristallophylliennes aurait ainsi dû être érodé dans tout l'espace disponible entre la côte algérienne, les Baléares, la Sardaigne et la Sicile...

La présence de « quartz d'exsudation » n'est nullement convaincante : ils peuvent provenir du socle africain. L'absence de galets de roches cristallophylliennes au sein du « Numidien » est aussi curieuse : dans l'hypothèse d'une Tyrrhénide, on ne voit pas pourquoi ils manquent (les grès d'Annot comportent des galets bien reconnaissables).

Un certain nombre d'arguments positifs pourraient appuyer l'hypothèse de l'origine méridionale du quartz des grès « numidiens ».

A : Selon J. Flandrin (1948, p. 279), quand on s'approche du rivage méridional des mers oligocènes, à l'actuelle bordure sud des chaînes telliennes, les faciès argileux, si développés plus au N, sont remplacés par des faciès gréseux.

Précisément, dans notre région, la partie inférieure de l'Oligocène de l'W de la chaîne numidique paraît s'enrichir en grès « numidiens » vers le S. Le matériel détritique semble s'être déposé au S du chapelet d'îlots qui frangeaient au S le massif ancien, tandis qu'au N de cette zone plus ou moins émergée se formaient des sédiments plus argileux.

B : On connaît, depuis Blayac et Dareste de la Chavanne, de véritables poudingues¹ à petits galets de quartz (FLANDRIN, 1948, p. 262) dans le « Numidien » du Dj. Meïda, au N de Sédrata (W de Souk-Ahras), plus de 100 km au S du bord méridional de l'hypothétique Tyrrhénide, et en revanche près du rivage présumé du continent africain, sur lequel affleuraient justement des grès à « dragées » de quartz (Éocrétacé de l'Atlas saharien).

Dans notre région, il est curieux de constater aussi que des poudingues à petits galets de quartz ne sont encore reconnus que dans la zone méridionale, près de Sidi-Merouane.

Il n'est donc pas exclu qu'une bonne partie du quartz des grès « numidiens » (qui atteignent à peine l'Oranie, vers l'W) provienne du remaniement, pratiquement sans usure, des grès *continentaux* de l'Éocrétacé de l'Atlas saharien tirant eux-mêmes origine de l'érosion du Cristallophylien du socle africain.

On peut pour cela imaginer des apports éoliens, mais aussi des transports fluviaux analogues à ceux que G. Lucas (1942) a invoqués pour expliquer la formation des grès (par ailleurs fort différents) du Jurassique élevé et du Crétacé inférieur du Sud-Oranais.

Mais ceci n'est encore qu'une hypothèse. Seules des études précises sur de grandes surfaces permettront de la justifier ou de l'écarter.

5. — LISTES FAUNIQUES

A. Fossiles remaniés (p.p.)

Dans cette rubrique, nous groupons l'ensemble des formes découvertes dans les brèches calcaires interstratifiées dans le complexe inférieur du Néonummulitique. Parmi ces espèces, il en est de connues du Lutétien supérieur, d'autres du Priabonien ou de l'Oligocène. Nous les citons sans préjuger obligatoirement de leur caractère remanié, assez généralement admissible.

1. Ces poudingues à galets de quartz sont très fréquents dans le N de la Tunisie.

Indications de gisements :

1. SE du col de Selma (Éocène?, p. 338).
2. Région au NW de Texenna (résultats partiels).
3. S de Taher (d'après J. Flandrin, 1948).
4. Ouled-Askeur; Mochaouene.
5. Ouled-Yaya; S du Dj. el-Hadjar et El-Ksaf.
6. Région d'Arago.
7. E de Fedj-el-Mekta.
8. Zone d'El-Karn.
9. E d'Hamala.

Répartition classique des espèces d'Algues : L, Lutétien; P, Priabonien; O, Oligocène; M, Miocène.

Algues :		1	2	3	4	5	6	7	8	9
L	<i>Corallina</i> sp. (in LEMOINE, 1939, p. 110)								+	
L-P	<i>Jania mengaudi</i> LEM.				+					
L-P-O	<i>J. nummulitica</i> LEM.					?				
L-P	<i>Amphiroa propria</i> LEM.								+	
L-P ?	<i>Amphiroa</i> sp.				+					+
O	<i>Lithophyllum arenularium</i> CAP.									+
L?-P-O	<i>Lith. dubium</i> LEM.				+					
P?	<i>Lith.</i> sp. (in LEMOINE, 1939, p. 98)					?				
	<i>Tenarea</i> sp.				+				+	
L-P-O	<i>Archaeolithothamnium dallonii</i> LEM.				+					+
O	<i>Arch. dollfussi</i> LEM.				+		+			
O	<i>Arch.</i> sp. 1 (in LEMOINE, 1939, p. 53)				+		+		+	
O	<i>Arch.</i> sp. 2				+		+		+	
O	<i>Arch.</i> sp. 3 (? = <i>A. tuberosum</i> GÜMBEL)						+			
	<i>Arch.</i> nov. sp. (fide LEMOINE)				+					
O	<i>Mesophyllum isthmi</i> HOWE									+
O	<i>Mes. obsitum</i> AIR.								+	
L-P	<i>Mes. pfenderae</i> LEM.								+	+
P-O	<i>Mes. royoii</i> MIR.					+	+		+	
L-P	<i>Mes. varians</i> LEM.					?			+	+
	<i>Mes. vaughani</i> (HOWE) LEM.								?	+
?	<i>Mes.</i> sp. (forme non décrite)				+				+	+
L-P	<i>Lithothamnium andrusovi</i> LEM.								+	+
L-P	<i>Lith. bofilli</i> LEM.	+								
L-P-O	<i>Lith. faurai</i> LEM.				+	+			+	
L-O	<i>Lith. minae</i> LEM.					?				
L-P-O	<i>Lith. moreti</i> LEM.	+			+				+	
	<i>Lith.</i> sp.	+								
	<i>Lith.</i> nov. sp. (fide LEMOINE)				+	+				
Là Act.	<i>Lithoporella melobesioides</i> FOSL.								+	
L-P	<i>Mastophora</i> sp.						+			
Foraminifères :										
	<i>Alveolina</i> cf. <i>elongata</i> D'ORB.									+
	<i>Alv.</i> sp.				+					
	« <i>Asterigerina</i> » <i>rotula</i> (KAUFMANN)						+		+	
	<i>Halkyarda</i> sp.						+			
	<i>Fabiania</i> sp.	+			+				+	
	<i>Asanoina</i> sp.	+			+					+
	<i>Eorupertia</i> sp.				+					+
	<i>Sphaerogypsina</i> cf. <i>globosa</i>				+					
	<i>Sph.</i> sp.									+
	<i>Gypsinidae</i> ind.	+							+	+
	<i>Nummulites</i> cf. <i>contortus</i> DESH.								+	+
	<i>N. fabianii</i> PREVER			+						+
	<i>N. fichteli</i> MIGHT?									+
	<i>N. helveticus</i> KAUFM.									?
	<i>N. cf. helveticus</i>		+	+		+	+			

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Foraminifères (suite) :									
<i>N. incrassatus</i> DE LA HARPE		+	+		+	+		+	+
<i>N. cf. incrassatus</i>				+					
<i>N. lucasi</i> D'ARCHIAC						?		+	+
<i>N. cf. lucasi</i>			+		+				
<i>N. millecaput</i> BOUB.									?
<i>N. cf. millecaput</i>						+			
<i>N. munieri</i> FICHEUR		+							
<i>N. sp.</i>						+	+	+	
<i>Operculina</i> sp.						+	+		+
<i>Assilina mamillata</i> D'ARCH.			+						
<i>Ass. sp.</i>					+			+	+
<i>Spiroclypeus</i> sp.					+	+		?	
<i>Discocyclina</i> cf. <i>bayani</i> (MUN.-CHALM. in SCHLUMB.)				+				+	
<i>D. chudeaui</i> SCHLUMB.					+			+	+
<i>D. gr. discus</i> (KAUFM.)- <i>sella</i> (D'ARCH.)	+			+	+	+		+	+
<i>D. marthae</i> SCHLUMB.				+				+	
<i>D. nummulitica</i> (GÜMBEL)				+	+			+	+
<i>D. pratti</i> MICH.			+						
<i>D. cf. roberti</i> H. DOUV.			+						
<i>D. sp.</i>							+		
<i>Asterodiscus</i> aff. <i>patellaris</i> (SCHLOTH.)				+					
<i>Ast. stella</i> (GÜMBEL)	+								
<i>Ast. stellatus</i> (D'ARCHIAC)				+	+		+		+
<i>A. taramellii</i> (MUNIER-CHALMAS)				+	+			+	
<i>A. sp.</i>	+				+	+	+	+	+
<i>Actinocyclus</i> <i>radians</i> (D'ARCHIAC)	+				+	+		+	+
<i>Nephrolepidina tournoueri</i> L. et R.D.			+	+	+	+		+	+
<i>N. tournoueri</i> var. <i>simplex</i> H. DOUV.			+						
<i>Amphistegina</i> sp.				+	+	+			+
Crustacés :									
<i>Balanus</i> sp.						+			

B. Fossiles oligocènes non remaniés

Indications de gisements :

1. Beni-Afeur (en partie d'après J. Flandrin, 1948).
2. Ouled-Askeur.
3. Mechtat er-Roumane (W des Ouled-Yaya).
4. E de Fedj-el-Mekta.
5. Chainon des Zouara (argilites vertes de base).
6. S de Tamentout (argilites vertes de base).

	1	2	3	4	5	6
Algues (avec répartition connue) :						
L.-P.-O <i>Jania nummulitica</i> LEM.	+					
<i>Amphiroa</i> sp. (2 espèces)	+					
M <i>Lithophyllum glomeratum</i> CAP.		+				
L-P <i>Lith. mengaudi</i> LEM.	+					
O <i>Lith. sp. 1</i>	+					
P-O <i>Lith. sp. 2</i>	+					
<i>Lith. sp. 3</i>	+					
M <i>Mesophyllum almerai</i> LEM.?		+				
M <i>Mes. koritzae</i> LEM.?		+				
M <i>Mes. laffitei</i> LEM.		+				
P-O <i>Mes. royoi</i> MIR.?	+					
M? <i>Mes. sp.</i>		+				
L-P-O <i>Lithothamnium faurai</i> LEM.	+					
O <i>Lith. obstrusum</i> LEM.	+					
<i>Lith. sp.</i>	+					

Foraminifères :	1	2	3	4	5	6
<i>Globigerina dissimilis</i> CUSH. et BERM.			+			+
<i>Gl. venezuelana</i> HEDBERG			+			
<i>Gl. aff. venezuelana</i>						+
<i>Gl. sp.</i>			+	+		
<i>Cyclammina cf. cancellata</i> BRADY			+			
<i>Cycl. sp.</i>			+	+		
<i>Haplophragmoides carinatus</i> CUSH. et RENZ			+			
<i>Hapl. cf. carinatus</i>						+
<i>Hapl. sp.</i>			+	+	+	
<i>Vulvulina spinosa</i> CUSH.			+			
<i>Trochamminoides sp.</i>			+			
<i>Eggerella sp.</i>			+			
<i>Tritaxilina mexicana</i> CUSH.			+			
<i>Trit. sp.</i>			+			
<i>Trochammina globigeriniformis</i> var. <i>altiformis</i> CUSH. et RENZ			+			
<i>Anmodiscus cf. incertus</i> (D'ORB.)			+			
<i>Amm. sp.</i>				+		
<i>Astrorhiza sp.</i>			+			
<i>Rhabdammina sp.</i>			+			+
<i>Glomospira charoides</i> (JONES et PARKER)			+			+
<i>Karrerella cf. subcylindrica</i> (NUTT.)			+			
<i>Bathysiphon sp.</i>				+	+	
<i>Ammobaculites sp.</i>				+		
<i>Pullenia bulloides</i> (D'ORB.)			+			
<i>Uvigerina ciperana</i> CUSH. et STAINF.			+			
<i>Uv. sp.</i>			+			
<i>Gyroidina altispira</i> CUSH. et STAINF.			+			
<i>Gyr. sp.</i>			+	+		
<i>Cassidulina subglobosa</i> BRADY			+			
<i>Siphonina sp.</i>			+			
<i>Planulina marialana</i> HADLEY			+			
<i>Pl. renzi</i> CUSH. et STAINF.			+			
<i>Anomalina cf. dorri</i> COLE			+			
<i>An. pompilioides</i> GALL. et HEM.			+			
<i>Cibicides cf. atratiensis</i> TOLMACHOFF			+			
<i>Cib. sp.</i>			+	+	+	
<i>Siphonodosaria nuttalli</i> (CUSH. et JARV.)			+			
<i>Siph. cf. curvatura</i> var. <i>spinea</i> (CUSH.)			+			
<i>Siph. verneuili</i> (D'ORB.)			+			
<i>Siph. verneuili</i> var. <i>paucistriata</i> (GALL. et MORREY)			+			
<i>Pleurostomella cf. alternans</i> SCHWAGER			+			
<i>Triloculina sp.</i>	+					
<i>Marginulina sp.</i>	+					
<i>Robulus sp.</i>	+					
<i>Lagena sp.</i>			+			
<i>Spiroclypeus granulosus</i> BOUSSAC	★					
<i>Nephrolepidina tournoueri</i> L. et R.D.	★	+				
<i>N. tournoueri</i> var. <i>simplex</i> H. DOUV.	★					
<i>N. inflata</i> I. PROVALE	★	+				
<i>N. marginata</i> MIGHT.	★					
<i>N. partita</i> H. DOUV.	★	+				
<i>Eulepidina dilatata</i> MIGHT.	★	+				
<i>E. levis</i> H. DOUV.	★	+				
<i>E. formosoides</i> H. DOUV.	★	+				
<i>E. cf. formosoides</i>	★					
<i>E. roberti</i> H. DOUV.	★					
<i>Miogypsina (Myogypsinoides) complanata</i> SCHLUMB.	+	+				
<i>Amphistegina sp.</i>	+					
<i>Operculina complanata</i> DEFR.	★					
<i>Heterostegina sp.</i>	★	+				
Polypiers :						
<i>Eusmilia sp.</i>	+					
<i>Goniaraea cf. italica</i> (D'ACH.)				+		

	1	2	3	4	5	6
Polypiers (suite) :						
<i>Hydnophyllia bellardii</i> E. H.		+				
<i>H. valleculosa</i> GÜMBEL	+	+				
<i>Mycetoseris patula</i> (MICHELOTTI)	+					
<i>Porites</i> sp.		+				
<i>Stylophora conferta</i> REUSS		+				
<i>Trochoseris</i> (?) <i>berica</i> CATULLO	+					
<i>Flabellum</i> sp.	+					
<i>Monomyces</i> sp.	+					
Échinodermes :						
<i>Linthia</i> sp.	+					
Lamellibranches :						
<i>Flabellipecten pseudopasinii</i> VENZO	+					
<i>Fl.</i> cf. <i>oligoflabellatus</i> (SACCO)	+					
<i>Chlamys</i> sp.		+				
<i>Pycnodonta navicularis</i> (BROCCHI) var.				+		
<i>Arca</i> (<i>Anadara</i>) cf. <i>parisii</i> VENZO	+					
<i>Isocardia</i> sp.	+					
<i>Miltha</i> sp.	+					

CHAPITRE XIV

LE NÉOGÈNE

D'importants phénomènes orogéniques ont interrompu la sédimentation des « grès numidiens », déterminant ainsi l'émersion presque générale de la Berbérie, dès ce moment en proie à une puissante érosion.

Au Burdigalien, la mer revient en transgression. Ses dépôts moulent une morphologie complexe, que nous essayerons de reconstituer dans les secteurs où la tectonique récente n'en a pas trop modifié l'ordonnance.

Il convient dès maintenant de souligner l'exceptionnelle diversité des dépôts « méditerranéens », reflet de l'isolement relatif des bassins de sédimentation au Miocène et au Pliocène.

1. — HISTORIQUE

Le bassin néogène de Djidjelli a attiré l'attention de bien des observateurs, et cela dès la Conquête. Ne devant pas le décrire ici, nous rappellerons seulement combien l'âge de ses formations marneuses a été discuté. Les premiers auteurs (Tissot, Peron, Pomel) y virent du Pliocène. Depuis 1900, la tendance a prévalu d'en faire du Sahélien (Ficheur, Ehrmann, Savornin). La zone située au N de Texenna a été la plus diversement interprétée : des marnes à nodules calcaires de patine jaune y ont été attribuées successivement aux étages les plus variés compris entre le Sénonien et le Pliocène. Nulle part aucune faune n'a été citée à l'appui de tels dires.

Le lambeau miocène situé au NW de Tamentout a été remarqué depuis longtemps par suite de la coloration rouge d'une partie de ses assises. Cartographié pour la première fois par Tissot (1881) qui en reconnut l'âge miocène, le lambeau de Tamentout fut ensuite attribué à l'Oligocène marin par Pomel (1889) et par Ficheur (1900), quand ceux-ci tenaient les grès de Numidie pour éocènes. F. Ehrmann (EHRMANN et SAVORNIN, 1923; EHRMANN, 1924 et 1946) précisa l'extension réelle de ce lambeau qu'il attribua au « Cartennien » (= Burdigalien), et dont il donna une première étude stratigraphique.

Les marnes néogènes du bas Oued-el-Kebir (Beni-Meslem) semblent avoir été mises en évidence par F. Ehrmann (1928 b), qui les considéra comme sahéliennes. Par contre les formations néogènes situées en amont d'El-Hanser et autour d'El Milia n'étaient pas encore connues. Nous en avons déjà (1952 b) donné un premier aperçu.

L'âge des *formations néogènes de la dépression de Constantine* a suscité bien des controverses. Notre étude ne porte que sur la portion nord-ouest, fort limitée, de ce bassin. Seule la zone entre Sidi-Merouane et Mila en avait été inventoriée.

Ficheur reconnut la superposition suivante, de bas en haut : argiles gypseuses de Mila (« Tongrien »), poudingues de l'Oued Mila (Aquitaniens), marnes gypseuses et calcaires travertineux de Sidi-Merouane (« Cartennien » = Burdigalien).

Les assimilations d'âge ci-dessus reposaient sur une grave erreur d'observation. Ficheur croyait en effet que les marnes à « *Ostrea crassissima* » de Mila, qu'il attribuait à l'Helvétien, reposaient en discordance sur les diverses assises que nous venons de citer. L. Joleaud (1912) établit que la position réelle des couches à Huîtres, qu'il supposait tortoniennes, était à la base et non au sommet de la série continentale ou lagunolacustre de Sidi-Merouane. Cette dernière était, selon Joleaud, d'âge pontien (poudingues de l'Oued Mila et marnes superposées) et pliocène inférieur (travertins de Sidi-Merouane).

M. Dalloni (1921), par l'annonce de la découverte d'une faune marine « typiquement cartennienne » (dont il ne précisa pas les éléments) laissa entendre que les couches à « *O. crassissima* » de Mila appartenaient au Burdigalien. Les dépôts lagunaires qui leur sont superposés représenteraient ainsi une série complexe, allant de l'Helvétien au Pliocène.

RÉPARTITION DES AFFLEUREMENTS

RÉPARTITION DES AFFLEUREMENTS

N.B.: Pliocène de l'O.Zhour d'après M.Roubault



FIG. 74. — Répartition géographique des affleurements néogènes.

2. — DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Nous décrirons successivement (fig. 74) le Néogène du Sahel de Djidjelli, de Tamentout, du bas O. el-Kebir, des environs d'El Milia et enfin de la zone de Sidi-Merouane. L'absence de macrofaune dans un assez grand nombre de cas nous a contraint de faire systématiquement appel à la micropaléontologie : toutes les déterminations et leur interprétation ont été aimablement effectuées par M. Jean Magné.

A. Le Néogène du Sahel de Djidjelli

La description détaillée en sera faite dans un autre mémoire, en collaboration avec J. Magné. Nous avons déjà donné, avec ce dernier, un aperçu de la question dans deux notes préliminaires (1952 et 1953) auxquelles nous prions le lecteur de se reporter.

Les formations néogènes reposent presque toujours sur le Néonummulitique ou s'appuient contre le Cristallophyllien (entre Texenna et Strasbourg), sans que l'on relève d'ailleurs d'importants conglomérats de base.

Le *Burdigalien* forme la partie inférieure de la série. Il est constitué par 200 ou 300 m de marnes gris-bleuté, jaunâtres en surface, où la stratification est parfois soulignée par des alignements de rognons calcaires à patine jaune (identiques à ceux du Sénonien ou de l'Éocène), parfois aussi par des lits de microbrèches. Ce dernier faciès est très fréquent autour du massif de Cavallo. Au SW de Djidjelli, des grès calcaires, extrêmement puissants, forment la base du Miocène (*Burdigalien* bien daté).

Les marnes ont fourni des associations de Microforaminifères du Miocène inférieur : le plancton, assez pauvre en espèces, est très riche en individus, tandis que le benthos, riche en espèces, est nettement moins abondant. Exceptionnellement des Radiolaires, des Diatomées ou des Ostracodes leur sont associés.

Les marnes burdigaliennes, entre Djidjelli et Taher, sont surmontées en continuité apparente par le *Pliocène*. Ce dernier est constitué lui aussi de marnes bleutées, toutefois plus détritiques que les précédentes. Elles ont livré d'abondants Foraminifères au S de Duquesne et à l'E du bas Djendjene. Souvent le Pliocène est directement transgressif sur le Nummulitique ou sur le socle paléozoïque, dont il remanie les débris en innombrables galets. Sur la route de Taher au Bordj de Chahna, on le voit s'adosser aux grès « numidiens », fossilisant ainsi une ancienne falaise littorale. Les couches de base sont, dans ce secteur, très riches en Ostracodes.

Beaucoup plus au NW, près de l'O. Kissir, le Pliocène marin repose en discordance majeure sur les grès burdigaliens très redressés (Tazemmourt).

B. Le Néogène de la région de Tamentout

On trouve au NW de Tamentout, sur le flanc nord du Dj. Tamesguida, un intéressant lambeau néogène dont la longueur, du N au S, dépasse 2 km, sa largeur étant de l'ordre de 500 m. Les assises plongent vers le S ou le SW, paraissant ainsi s'enfoncer sous le Néonummulitique du Dj. Tamesguida. Bien que son bord nord-ouest soit recouvert d'éboulis « numidiens », le lambeau néogène semble dessiner un synclinal NNW-SSE, déversé vers le NE. Les coupes I à IV de la figure 124 en indiquent les aspects selon diverses transversales.

Sur l'arête, à peu près N-S, aboutissant à la cote 905, on relève (fig. 124, coupe I), au-dessus de l'Éocène marneux, la succession que voici :

1. grès calcaires à blocs de « Numidien », avec des Scutelles (localement),
2. marnes bleutées (mc),

3. marnes rouges à galets (p),
4. lumachelle d'*Helix*,
5. conglomérats, avec débris de grès à Pectinidés,
6. marnes grises à Bulimidés,
7. marnes rouges,
8. couches à galets,
9. marnes gréseuses blanches à rares *Helix* et débris indéterminables de Vertébrés (côtes de Siréniens?, d'après l'abbé R. Lavocat),
10. alternances de couches à galets, plus ou moins rubéfiées, et de marnes gréseuses grises,
11. marnes bleutées à rares Hélicidés.

Le Néogène mesure au total 150 à 200 m d'épaisseur au moins. Les premiers niveaux (1 à 3) sont marins et datent du Burdigalien-Helvétien. F. Ehrmann (1924) en a déjà cité une abondante faune de Gastéropodes et de Lamellibranches.

Le niveau 2 de la coupe décrite (env. 50 m) comporte à sa partie moyenne une barre de grès calcaireux, riches en Pectinidés¹ du Burdigalien-Helvétien (*Pecten fuchsi* FONT., *P. josslingi* SMITH,...), séparant des marnes inférieures et des marnes supérieures.

Les marnes inférieures, riches en Lamellibranches¹, sont plus pauvres en Gastéropodes². Elles ont fourni³ une faune à cachet burdigalien :

Schizaster cf. *curtus* POMEL⁴ (A-B)
Chlamys cf. *multistriata* POLI (B à actuel)
Chl. sp., gr. *varia* (LINNÉ)
Arca sp.
Saxolucina (*Plasthomiltha*) *multilamellata* DESH. (A-B-H)
Venus (*Ventricola*) *multilamella* LAMARCK (Ol à actuel)
Tapes (*Pullastra*) *basteroti* MAYER (B d'Aquitaine)
Meretrix (*Cordiopsis*) *islandicoides* LAM. (B à Pl)
Ampullina sp.?
Turritella sp., gr. *terebralis* LMK (A à T)
T. sp. juv. (cf. premiers tours de *Protoma cathedralis* BRONGN. : B d'Aquitaine)

Les marnes supérieures, prodigieusement riches en fossiles (pour la plupart moules internes), ont livré :

Schizaster sp.
Chlamys labnae MAYER (H?-T-Pl)
Chlamys sp., gr. *varia*
Pecten cf. *fuchsi* FONT. (B-H)
Pectinidés variés, indéterminables
Arca (*Fossularca*) *lactea* LINNÉ (B à actuel)
Arca (*Anadara*) sp., aff. *turonensis* DUJARDIN (B à T)
Gryphaea virleti DESH. (Miocène et Pliocène)
Ostrea neglecta MICHELOTTI (Ol à T)
O. lamellosa BROCCHI (Miocène et Pliocène)
Pycnodonta squarrosa DE SERRES (Miocène et Pliocène)
Megaxinus ellipticus BORSON (H à Pl)
M. cf. *transversus* BRONN (H à actuel)
Dosinia exoleta LINNÉ (Miocène à actuel)

1. Déterminations de M^{me} Pimienta-Freneix.

2. Déterminations de M. P. Calas.

3. Après les noms des espèces, leur répartition stratigraphique classique est indiquée : Ol, Oligocène; A, Aquitainien; B, Burdigalien; H, Helvétien; T, Tortonien; Pl, Pliocène.

4. Déterminations des Oursins par M. J. Roman.

Macoma elliptica BROCCHI (Ol à actuel)
 Cf. *Capsa lacunosa* CHEMNITZ (Miocène et Pliocène)
Natica sp. (? *N. gr. olla* DE SERRES) (B à T)
Architectonica sp., gr. *carocollata* (Lmk) (A à T)
Turritella sp., gr. *terebralis* Lmk (A à T)
T. cf. benoisti COSSM. et PEYR. (T)
T. thetis D'ORB. (H-T)
Tibia dentata (GRATELOUP) (B-H-T)
Pirula condita BRONGN. (A-B-H)
Nassa sp.
Euthriofusus burdigalensis (DEFR.) (B-H-T)
Fasciolaria tarbelliana (GRAT.) (type : T; var. : A-B-H)
Athleta ficulina Lmk (A à T)
Cancellaria (? *Bonellitia* sp.)
Conus sp.
Genota cf. ramosa (BAST.) (B à T)
Clavatula sp., gr. *tenuimarginata* (Lmk) (B-H-T).

Lamellibranches et Gastéropodes, chacun de leur côté, possèdent un net cachet vindobonien : point moyen de répartition¹ des espèces, maximum de fréquence de la plupart des formes. Soulignons en particulier l'existence, en abondance, de *Turr. thetis*, connue seulement du Vindobonien. La situation stratigraphique de cette assise, immédiatement au-dessus du Burdigalien, suggère un âge helvétique.

Plus au S, les marnes 2 ont livré *Chlamys cf. zitteli* (FUCHS) du Burdigalien-Helvétique. Elles se chargent en éléments grossiers quand on se dirige vers le S de l'affleurement miocène. Là, ces marnes ont fourni (J. Magné), à leur base, outre des Foraminifères sénoniens et éocènes, deux espèces néogènes, indiquant des conditions littorales ou saumâtres : *Rotalia beccarii* et *Nonion boueanum*. Juste au-dessus, les marnes contiennent d'innombrables *Gryphaea gryphoides* (SCHLOT., 1813) (= *Ostrea crassissima* Lmk, 1819). Le sommet de cette assise a livré *Mactra* (?) cf. *benoisti* COSSM. et PEYR., de l'Helvétien aquitain.

Les marnes rouges 3 passent latéralement à de véritables conglomérats rouges à galets (quartz, grès « numidiens », silex éocènes) remaniant des *Gr. gryphoides* arrachées aux marnes inférieures. Les lits moins détritiques sont quelquefois riches en Polypiers isolés (F 1 de la coupe III : fig. 124), parmi lesquels MM. J. Alloiteau et J. Chevalier ont reconnu : *Tarbellastraea raulini* (M. EDW. et HAIME), *T. reussiana* (M. EDW. et H.), *Favites cf. detecta* MICHELL. Les deux *Tarbellastraea* sont signalés dans le Burdigalien d'Aquitaine. On les trouve aussi dans l'« Helvétique » (inférieur) de la colline de Turin. *F. detecta* appartient à ce même niveau de Turin, qui, selon Drooger (voir p. 367), correspond cependant au Burdigalien du Bordelais.

Les niveaux continentaux 4 à 11 qui surmontent ces assises marines montrent plusieurs horizons à Pulmonés terrestres. M. P. Jodot y a reconnu *Helix* (*Archelix*) *dumortieri* CROSSE et *Ena jobae* (CROSSE), espèces du Miocène supérieur (vraisemblablement même du Tortonien).

Un lavage des marnes 11 n'a fourni que de rares oogones de *Chara*, confirmant le caractère subcontinental de ces dépôts.

C. Le Néogène du bas Oued-el-Kebir

A une dizaine de kilomètres en amont de son embouchure, l'O. el-Kebir d'El Milia s'étale dans la large plaine des Beni-Meslem, située en dehors des limites de notre carte régionale (pl. 1), au N du douar El-Msid. Cette plaine est occupée par des marnes bleutées, jaunâtres en surface, attribuées au Sahélien par F. Ehrmann (1928 b).

L'épaisseur de cette série est inconnue. Son faciès rappelle beaucoup celui du Néogène de la région de Chekfa (E du bassin de Djidjelli). La microfaune confirme un tel rapprochement.

Un échantillon récolté dans le talus de la voie ferrée Djidjelli-Sidi Marouf (El M.; $x = 806,2$; $y = 395,4$) a fourni :

Globigerina bulloides D'ORB. (F), *Globigerinella aequilateralis* (BRADY) (R), *Orbulina universa* D'ORB. (AR), *Candorbulina universa* JEDL. (AR); et comme benthos : *Rotalia beccarii* (LINNÉ) (F), *Epistomina elegans* (D'ORB.) (AR), *Valvulineria* cf. *bradyana* (FORN.) (F), *Cibicides dutemplei* (D'ORB.) (F), *C. pseudoungerianus* (CUSH.) (R), *Bulimina ovata* D'ORB. (TF), *B. pyrula* D'ORB. (AR), *B. elegans* D'ORB. (AR), *Planulina ornata* (D'ORB.) (R), *Uvigerina pygmaea* D'ORB. (F), *Nonion pompilioides* (FICHT. et MOLL) (AR), *N. boueanum* (D'ORB.) (F), *Bolivina alata* (SEG.) (TF), *Allomorphina macrostoma* KARR. (R), *Sphaeroidina bulloides* D'ORB. (R), *Pullenia bulloides* (D'ORB.) (R), *Plectofrondicularia* sp. (R), *Sigmoilina* aff. *schlumbergeri* SILV. (R), *Dentalina guttifera* D'ORB. (AR), *D. communis* (D'ORB.) (R), *D. vertebralis* BATSCH var. *albatrossi* CUSH. (R), *Nodosaria* cf. *scalaris* (BATSCH) (R), *Astacolus* sp. (R), *Bigenerina nodosaria* var. *textularioides* (GOES) (R), *Textularia subangulata* D'ORB. (R).

La présence de certaines espèces (*Glob. bulloides*, par sa fréquence; *Epist. elegans*; *Bol. alata*; *Valv.* cf. *bradyana*) et leur « fraîcheur » militent en faveur d'un âge pliocène, ou à la rigueur miocène supérieur.

Les marnes des Beni-Meslem remplissent nettement une ancienne vallée de l'O. el-Kebir. Elles sont ainsi appuyées latéralement contre le socle cristallophyllien, à l'approche duquel elles s'enrichissent en couches détritiques (grès sableux, poudingues à petits éléments). Ce fait est particulièrement net le long du talweg de l'O. el-Kotana. Il est de plus vraisemblable que les formations à galets visibles à l'E de la Mat Takoucht et autour de la Mat Djenana représentent le remplissage terminal de cette ria pliocène. De la sorte les dépôts atteindraient au moins une altitude de 200 m.

A l'E de Souk-el-Djema, l'O. el-Kebir s'enfonce dans le massif ancien, en quittant momentanément, sur 1 km environ, le tracé de la ria pliocène. Entre celle-ci et le cours actuel du fleuve, est isolé un sommet circulaire culminant à l'altitude de 220 m. Il est vraisemblable que l'enfoncement de l'oued dans un matériel aussi dur que les gneiss n'a pu se faire que par surimposition à partir de la couverture tendre que constituaient les formations néogènes. On est ainsi amené à penser que la transgression pliocène a dépassé la cote 220¹.

En amont de la plaine des Beni-Meslem, la vallée du Kebir se resserre. Nous y avons cependant mis en évidence quelques petits lambeaux néogènes à l'W de Taher-el-Barhal, 5 km en amont de la zone que nous venons de décrire.

Un premier affleurement est situé au voisinage d'une ancienne gare, au SW de la cote 69. Le Néogène fossilise, là encore, un ancien cours du fleuve. Au centre du lambeau, on trouve des marnes sableuses : elles n'ont livré que de rares petites Huitres (*Ostrea* sp.) et quelques *Haplophragmoides* sans signification stratigraphique. Dans la tranchée de la voie ferrée, le bord sud-ouest de l'affleurement est marqué par un net développement des lits détritiques : on observe même des brèches grossières, véritables anciens éboulis, que ne sillonnent plus que de minces lits plus fins, un peu marneux, totalement azoïques. Les éléments sont pour la plupart empruntés au Cristalloyhyllien voisin, bien que l'on trouve aussi des blocs de grès « numidiens ». L'affleurement néogène paraît se poursuivre vers le NW, dessinant un ressaut au milieu de la plaine alluviale actuelle.

Un deuxième affleurement se place sur la rive droite du Kebir, à l'aval immédiat du confluent de l'O. Tassif. La série néogène, entaillée par le fleuve, montre des marnes bleuâtres à lits détritiques, surmontées par des grès sableux roux. Les marnes ont livré (El M.; $x = 811,8$; $y = 394,7$) quelques rares *Rotalia beccarii*,

1. Cette disposition se retrouve presque identique dans la basse vallée de la Siagne, au NE de l'Estérel (Provence) (in GIGNOUX M. et BARBIER R., 1955. Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques. Masson, éd. Voir p. 61-64).

d'assez nombreux Ostracodes, des Foraminifères remaniés¹ du Sénonien (Rosalines, Globigérines et Gumbélines) ou de l'Éocène (Bolivines striées). La très grande fraîcheur des carapaces d'Ostracodes (comme dans la région de Chekfa) militerait en faveur d'un âge pliocène pour la formation.

Un troisième lambeau, situé au S du précédent, détermine dans la plaine alluviale du Kebir une petite éminence, voisine de la pile ouest du pont de la voie ferrée qui franchit le fleuve. Il s'agit de sables roux non calcaireux appuyés contre les gneiss.

D. Le Néogène des environs d'El Milia

On retrouve des affleurements néogènes au S et au SE d'El Milia. Leur faciès est souvent voisin de celui des formations probablement pliocènes que nous venons d'examiner. A la différence de ces dernières, qui ne paraissent pas plissées, les dépôts néogènes d'El Milia ont subi des déformations tectoniques sensibles. Il s'agit en effet, non plus de Pliocène, mais de Miocène inférieur.

Dans une note préliminaire (1952 b), nous avons donné les premières indications sur ces affleurements. Le plus grand nombre en est situé au S d'El Milia, de part et d'autre de l'O. el-Kebir, à l'W du Moul-ed-Demamene. Certains autres, à l'E de ce massif, jalonnent, aux environs d'Arago, le cours actuel de l'O. bou-Siaba.

Le tableau de la page 388 donne une vue d'ensemble sur la microfaune de tous ces lambeaux de la région d'El Milia.

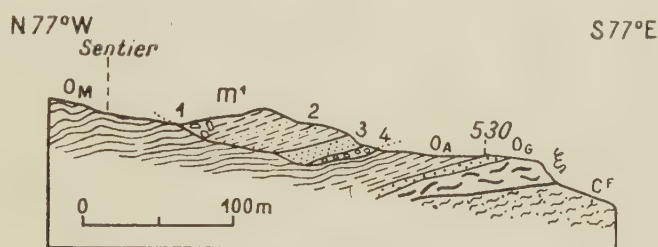


FIG. 75. — Coupe du lambeau burdigalien de la Mechtat Daressem.
 ξ, micaschistes; cf, Flysch crétacé; O, Néonummulitique argileux (OA), marno-gréseux (Om), gréseux (OG). Burdigalien (m¹) : détail dans le texte.

1. LE LAMBEAU DE LA MECHTAT DARESSEM

Il est situé au lieudit « Sayed », un peu au SW de Daressem (pl. 3). Ses dimensions sont très modestes : 250 m du N au S, une centaine de l'E à l'W. La base de la formation est située entre 460 et 530 m d'altitude. Les assises néogènes semblent au premier abord former la base du Néonummulitique argilo-gréseux. En réalité, elles sont plaquées contre lui.

Les faciès varient rapidement. Une coupe passant par la cote 530 montre en particulier (fig. 75), de bas en haut :

4. blocs roulés de grès « numidiens »,
3. grès tendres,
2. marnes jaunes sableuses,
1. blocs gréseux nummulitiques remaniés (?).

Il n'est pas complètement exclu qu'une faille N-S limite à l'W cet affleurement. Ajoutons qu'à sa partie nord, des marnes à nodules calcaires de patine jaune semblent former la base de la formation.

	ARAGO	DARESSEM	BOU-KELELA (Derdechane)	BOU-KELELA (O. Tacaroub)	BOU-KELELA (Sentier N O. Tacaroub)	ADDER (NE Cheuria)	ADDER (SE Tazerout)	SW EL MILIA (Bord de la route)
<i>Globigerina altispira</i> CUSH. et JARV.			AR			AF	AR	AF
<i>Gl. cf. concinna</i> REUSS	AR	R à TR	AR					
<i>Gl. bulloides</i> D'ORB.	R					AF		AF
<i>Gl. bulloides</i> var. <i>quadripartita</i> KOCH	R		F			AF		AF
<i>Gl. sp.</i>					AF		AR	
<i>Globigerinoides sacculifera</i> (BRADY)		R à TR				AF	AF	AF
<i>Glob. triloba</i> (REUSS)						F		
<i>Glob. cf. trilocularis</i> (D'ORB.)	AR	AR à R	F	AF	AF	F	TF	TF
<i>Glob. sp.</i>							AF	
<i>Globoquadrina quadraria</i> var. <i>advena</i> BERMUDEZ								
<i>Globigerinella aequilateralis</i> (BRADY)								AR
<i>Globorotalia mayeri</i> CUSH. et ELL.					AR	AR		
<i>Haplophragmoides</i> sp.	AR	AR		AR	AR	AF		
<i>Spiroplectammina carinata</i> (D'ORB.)				AR			R	AF
<i>Textularia cf. subangulata</i> D'ORB.								
<i>Textularia</i> sp.			AR		AF			AF
<i>Listerella communis</i> (D'ORB.)								AR
<i>Spiroloculina</i> sp.								R
<i>Marginulina murex</i> (BATSCH)								
<i>Marg. cf. murex</i>						R		
<i>Lenticulina inornata</i> (D'ORB.)			F	AR				
<i>Lent. sp.</i>		R			AR		AR	
<i>Saracenaria</i> sp.						R		
<i>Dentalina albatrossi</i> CUSH.						R		R
<i>Dent. vertebralis</i> (BATSCH)								
<i>Nodosaria</i> sp.								R
<i>Siphonodosaria verneuli</i> (D'ORB.)							AR	
<i>Pseudoglandulina</i> sp.							R	
<i>Robulus calcar</i> (LINNÉ)						AR		
<i>Cribrorobulina clericii</i> (FORN.)						R		AR
<i>Lagena</i> sp.								
<i>Bulimina ovata</i> D'ORB.	R					AR		
<i>Globobulimina pacifica</i> CUSH.						R		AR
<i>Bolivina alata</i> (SEGU.)								
<i>Bol. algeriana</i> GL., MAG. et MUR.					R		R	
<i>Bol. arta</i> MACFADYEN						AR		
<i>Bol. scalprata</i> SCHWAGER						AR		
<i>Bol. sp.</i>							R	
<i>Loxostomum</i> sp.								AR
<i>Uvigerina pygmaea</i> D'ORB.	R	AR	F					
<i>Uv. rustica</i> CUSH. et EDW.						AR	AR	
<i>Uv. sp.</i>		F				AR		AR
<i>Rectuvigerina</i> aff. <i>seriata</i> (CUSH. et JARV.)			F					
<i>Pleurostomella alternans</i> SCHWAGER						R		
<i>Chilostomella oolina</i> SCHWAGER						R		
<i>Pullenia bulloides</i> (D'ORB.)						AR		R
<i>Sphaeroidina variabilis</i> REUSS	R					R		
<i>Nonion boueanum</i> (D'ORB.)							AR	
<i>Non. costiferum</i> (CUSH.)		AR à R	R					R
<i>Non. pompilioides</i> (FICHTEL et MOLL)	R				R	R		AR
<i>Plectofrondicularia diversicostata</i> (NEUGEB.)	AR							
<i>Plect. cf. miocenica</i> CUSH.	R							
<i>Plect. sp.</i>						AR		
<i>Gyroidina</i> sp.					R		AR	
<i>Eponides parantillarum</i> GALL. et HEM.								R
<i>Ep. umbonatus</i> REUSS						R		
<i>Ep. sp.</i>								AF
<i>Cibicides boueanus</i> D'ORB.						AR		
<i>Cib. mexicanus</i> NUTTALL						AR		
<i>Cib. dutemplei</i> (D'ORB.)	AR		R		AR			AF
<i>Cib. floridanus</i> CUSH.						AF	AR	
<i>Cib. aff. mexicanus</i> NUTTALL							R	
<i>Cib. pseudoungerianus</i> (CUSH.)						AF	AR	
<i>Planulina cf. marialana</i> HADLEY							AR	
<i>Siphonina burdigalensis</i> COLOM							AR	
<i>Asterigerina planorbis</i> D'ORB.								AR
<i>Elphidium</i> sp.			R	AR	AR			R
<i>Rotalia beccarii</i> (LINNÉ)		F à AR	AR	AF	AF			

Celle-ci est bien datée du Burdigalien. Des grès très grossiers ont fourni des Pectinidés¹, au NW de l'affleurement :

Chlamys justiana FONT.
Chl. cf. justiana FONT.
Chl. brussoni (DE SERRES)
Chl. cf. varia (LINNÉ)

D'autres formes sont de détermination incertaine : *Arca* sp.¹, *Turritella* sp. (cf. var. de *vermicularis* BROCCHI)², des Huîtres et des Bryozoaires en mauvais état.

Dans cette faune, l'espèce la plus abondante, *Chlamys justiana*, caractérise le Burdigalien (S de la France, Catalogne, bassin de Vienne). *Chl. brussoni*, en général du même âge dans le domaine méditerranéen, monte cependant jusque dans le Tortonien. *Chl. varia* est connue de la base du Miocène à nos jours. *Turr. vermicularis* n'était jusqu'à maintenant décrite que de l'Helvétien à l'Astien.

Les bancs marneux ont livré de leur côté (El M.; x = 817,85; y = 380,35) une microfaune pauvre, de cachet très littoral, confirmant l'âge burdigalien de la formation (voir tableau, p. 388).

2. L'AFFLEUREMENT DE BOU-KELELA

Beaucoup plus étendu que le précédent, il dessine en plan (pl. 1 et 3) un quadrilatère dont la surface dépasse 3 km². Le substratum en est formé par le Néonummulitique, argilo-marneux ou gréseux selon les points. Ce Miocène a été affecté par la tectonique. A l'E, en particulier, il est au contact direct d'une large bande de Trias diapir. Au SW, il est très redressé. L'altitude de la base du Néogène varie ainsi entre 130 et 350 m.

La série miocène comporte quelquefois à la base des marnes qui ont livré des microfaunes pauvres, mal dégageables, mais nettement burdigaliennes. Ainsi, à l'orée occidentale du bois situé au N de l'O. Tacaroub, des marnes grises, plus ou moins sableuses, ont montré une microfaune burdigalienne, avec quelques Ostracodes et des spicules d'Éponges. Les marnes ont pu aussi être datées vers Derdechane : elles y sont plus noirâtres et contiennent de gros nodules de calcaires à patine jaune, comme dans le bassin de Djidjelli.

On passe insensiblement, au-dessus, à d'épais conglomérats dont les éléments sont tirés pour la plupart du Néonummulitique (grès-quartzites, grès « numidiens », calcaires) et du Cristallophyllien (quartz, plaquettes de micaschistes). La taille des blocs, plus ou moins roulés, est très variable, mais souvent assez considérable (plusieurs dm). Le ciment de ces galets est en général réduit. Parfois cependant des lits de marnes gréseuses peuvent s'y intercaler et souligner ainsi une stratification entrecroisée. C'est le cas le long de l'O. Tacaroub, où ces marnes contiennent une microfaune burdigalienne relativement pauvre, avec quelques radioles d'Oursins. Au même point, nous avons observé des lits charbonneux et de minuscules lentilles de lignite (1 à 2 cm d'épaisseur au maximum).

La succession des faciès de la série miocène est loin de correspondre partout au schéma que nous venons de brosser.

Au S des affleurements, les poudingues arrivent directement sur le Néonummulitique argileux. Un lambeau, isolé de la masse miocène, paraît reposer en nette discordance sur des grès intercalés dans le Nummulitique.

Au SW, autour de la cote 368, des grès sableux roux, à rares petits galets, forment une barre à peu près verticale dirigée E-W.

1. Déterminations de M. J. Roger.

2. Détermination de M. P. Calas.

A l'W des affleurements (SW de la cote 312), le contact du Miocène et du Nummulitique n'est pas très clair. Des niveaux « à faciès oligocène » semblent alterner avec des marnes gréseuses et avec des grès calcaireux à restes d'Huîtres, burdigaliens selon toute vraisemblance. La végétation, très dense, nous a empêché de résoudre ce problème (éboulis de Nummulitique dans le Miocène?).

3. LES AFFLEUREMENTS AUTOUR DE LA MECHTAT ADDER

Les affleurements miocènes (fig. 104) sont très bousculés. Ils sont en effet coincés entre, au SW, une bande de Trias diapir, et, au NE, le bord du massif granitique post-burdigalien d'El Milia. Ces affleurements constituent de la sorte une étroite bande ESE-WNW, entre les ruines romaines au NE de Cheurfa et l'O. Adder.

Au N de la cote 102, des marnes bleuâtres ou blanchâtres ont ainsi livré une microfaune miocène, à cachet plutôt burdigalien. Outre de très nombreux Foraminifères, elle comporte quelques Ostracodes.

Au SW de la cote 177, des grès calcaireux brunâtres à débris de Pectinidés s'intercalent dans les marnes, qui admettent en outre des bancs « à faciès oligocène ».

Au N de l'O. Adder, en lisière du microgranite, des marnes bleuâtres, verticales suivant la direction NW-SE, ont fourni (El M.; x = 815,1; y = 388,3) une microfaune nettement burdigalienne, très riche en plancton, avec quelques radioles d'Oursins.

4. L'AFFLEUREMENT AU SW D'EL MILIA (fig. 104)

A peu près à 2 km au SW de cette localité, la route nationale de Constantine et la voie ferrée Djidjelli-Sidi Marouf recoupent un minuscule témoin néogène, formant un monticule ceinturé par les alluvions quaternaires de l'O. el-Kebir ou par des éluvions. Le substratum pourrait être formé par des argilites néonummulitiques. La base du Néogène est vraisemblablement voisine du niveau actuel du fleuve.

Ce lambeau comporte des grès calcaireux, plus ou moins compacts, passant à des marnes gréseuses. Les bancs les plus élevés de cette série contiennent de nombreux tubes d'Annélides¹ (*Ditrupa cornea* [LINNÉ]), des plaques et des piquants d'Oursins, des Gastéropodes indéterminables et surtout quelques Pectinidés¹ : *Chlamys* sp. et *Flabellipecten* gr. *burdigalensis* (Lmk), espèce essentiellement burdigalienne, montant parfois jusque dans l'Helvétien.

La microfaune est extrêmement riche : outre les Foraminifères, on y rencontre quelques Ostracodes. Elle confirme l'âge burdigalien de la formation.

Les marnes admettent parfois des sortes de petits nodules d'aspect gréseux, assez durs. Ils montrent, sous le microscope, un fond de calcite, en cristaux de dimensions variables (moins de 100 μ), chargé d'argile, d'oxyde de fer et de grains de glauconie. On y reconnaît d'innombrables restes organiques (Foraminifères, Annélides, débris d'Oursins). Le fait important est la présence de petits débris anguleux de quartz, de feldspaths, en particulier de plagioclases basiques, et de paillettes micacées de l'ordre de 1 mm. Ces dernières montrent tous les intermédiaires entre une biotite brun-rouge très pléochroïque et un mica blanc : biotite brune, biotite verdissante, biotite verte. Il est vraisemblable que ces micas, aux caractères assez particuliers, proviennent, non pas du Cristallophyllien ancien mais du remaniement des premières venues éruptives du massif granitique néogène d'El Milia.

5. LES AFFLEUREMENTS DE LA RÉGION D'ARAGO

Ils sont situés à une dizaine de kilomètres à l'E ou au SE des affleurements que nous venons d'examiner. Les faciès en sont très variés. Leur substratum est constitué par des argilites et marnes attribuables au Néonummulitique. L'altitude de la base des lambeaux varie de 150 à 250 m, c'est-à-dire entre — 10 et + 100 m par rapport au cours actuel de l'O. bou-Siaba.

1. Déterminations de M. J. Roger.

La situation topographique du lambeau principal (fig. 76) est très remarquable, barrant la vallée de l'oued. Allongé d'E en W sur plus de 600 m, ayant moins de 300 m du N au S, cet affleurement néogène est formé de grès très friables, en général calcareux, colorés en roux par l'oxyde de fer. On y note des indices de stratification entrecroisée. Rive gauche, ces grès se chargent de galets au point de donner de véritables poudingues, surtout développés à la base de la formation. Les éléments en sont parfois calcaires, parfois gréseux (grès « numidiens » en particulier), mais beaucoup proviennent du Cristallophyllien.

A l'emplacement de l'ancienne « Mechtat el-Koudia », aujourd'hui disparue, les lentilles de calcaire à grain fin, normalement incluses dans les marnes du Néonummulitique (?), sont remaniées à la base des grès roux miocènes. Au voisinage de ces niveaux grossiers, on rencontre des lumachelles d'Huîtres et de Pectinidés.

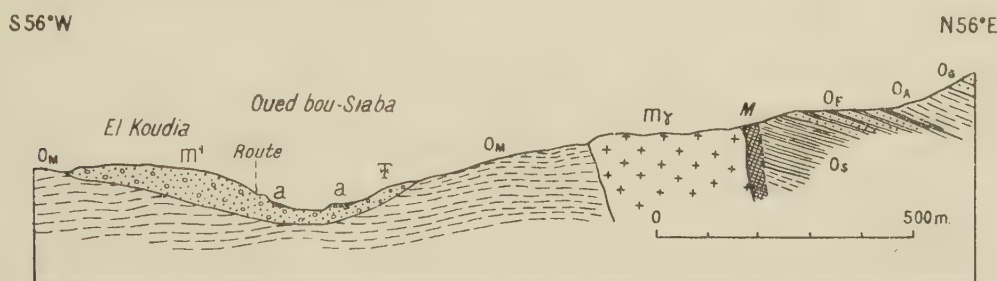


FIG. 76. — Coupe du lambeau de grès burdigaliens au SE d'Arago.

O, Néonummulitique : marneux (O_M), schisteux (O_S), à faciès flysch (O_F), argileux (O_A), gréseux (O_G). m_γ, « microgranite » intrusif. a, alluvions.

Sur la rive droite de l'O. bou-Siaba (fig. 76), les niveaux inférieurs des grès roux nous ont fourni des débris d'Huîtres, d'Oursins¹ (*Chypeaster* sp.), d'abondants Bryozoaires (*Celleporidae* indéterminables) et surtout de nombreux Pectinidés² :

- Chlamys* cf. *camaretensis* FONT.
- Chl. haueri* MICH.
- Chl. submalvinæ* BLANCKENHORN
- Pecten* cf. *josslingi* SMITH
- P.* sp., aff. *convexo-costatus* ABICH
- P. gr. benedictus* (aff. *paulensis* FONT.)
- P.* sp.p. (fragmentaires)

Les *Chlamys* cités sont du Burdigalien-Helvétien, comme aussi *P. josslingi*. *P. paulensis* caractérise le Burdigalien moyen du bassin du Rhône.

A 500 m au NW de l'affleurement qui vient d'être décrit, en contrebas de la maison forestière des Achaïches, on rencontre des marnes noires à gros nodules calcaires de patine jaune, dont les rapports avec le complexe argilo-marneux attribué au Néonummulitique ne sont pas très clairs. Cet affleurement très exigu n'a pu être représenté sur la carte régionale (pl. 1).

Les marnes ont fourni (A. Kech.; x = 827,6; y = 382,6) une microfaune assez pauvre, peu caractéristique mais de cachet burdigalien.

1. Détermination de M. J. Roman.

2. Déterminations de M^{me} Pimienta-Freneix et de M. J. Roger.

E. Le Néogène de la bordure nord-ouest du bassin de Constantine

Le Néogène forme, à la partie méridionale de la feuille géologique « Sidi Merouane », une série d'affleurements discontinus, dont les plus orientaux se relient intimement au SE, vers Mila, et à l'E, vers Grarem, à l'ensemble de la dépression néogène de Constantine.

Ces affleurements sont séparés de la partie SW de ce bassin (régions de Mila, Redjas, Fedj-M'Zala) par une zone anticlinale E-W, passant au N de Zeraïa et de Rouached. Ainsi le Néogène que nous allons décrire possède-t-il une certaine individualité par rapport au reste du bassin.

A l'W du méridien de Zeraïa, le Néogène est exclusivement continental (brèches), lagunaire (marnes grises et gypses) ou lacustre (calcaires et molasses). Vers Sidi-Merouane, les faciès lacustres se développent considérablement (calcaires à Hélicidés) tandis que des influences marines se font sentir.

En raison de la variété et du désordre dans lequel apparaissent les faciès, notre description devra être essentiellement locale.

1. LES AFFLEUREMENTS A L'W DE L'OUED BOU-KRIZA

Le lambeau le plus occidental est situé en plein au S de Tamentout, au Djebanet Tahar (E du Ras Oum-Aoudrant). Il a été repéré pour la première fois par A. Lambert (comm. orale, 1952). Il faut aller dans le douar Mouzlia, nettement plus à l'E, pour trouver des formations similaires, sur d'assez larges surfaces.

Partout le Néogène repose en nette discordance sur les terrains antérieurs énergiquement plissés : tantôt sur les marnes éocènes, tantôt sur les calcaires « suessoniens », plus rarement sur les grès « numidiens ».

Parmi les faciès représentés, on peut arbitrairement distinguer trois éléments dominants : des brèches calcaires, des molasses rougeâtres, des calcaires travertineux.

Les brèches calcaires sont essentiellement constituées de débris arrachés aux calcaires éocènes et englobés dans un ciment parfois rubéfié. Elles ne diffèrent guère des éboulis cimentés subactuels, établis au pied des corniches de calcaires « suessoniens ».

Sous le nom de *molasses*, nous entendons des roches généralement assez tendres, calcareuses et sableuses, riches en débris de toutes sortes. Elles aussi possèdent fréquemment une teinte rougeâtre, due à un pigment ferrugineux. Les molasses les plus compactes s'avèrent être, sous le microscope, des calcaires assez finement cristallisés, argileux et ferrugineux, englobant des débris non calibrés (calcaires, silex et Globigérines éocènes, grains de quartz et paillettes de micas...).

Les calcaires travertineux sont moins fréquents. Plus ou moins argileux, de grain assez fin, leurs alvéoles originelles sont remplies par de la calcite secondaire. De fins glomérules calcaires sont quelquefois ébauchés.

2. LES AFFLEUREMENTS ENTRE L'OUED BOU-KRIZA ET LE PONT DE KRIBSA

Ils constituent le prolongement oriental des précédents. La série néogène s'y complète vers le haut. La coupe est généralement la suivante :

1. Conglomérats et grès,
2. Marnes grises,
3. Gypses stratifiés.

Les conglomérats et grès (terme 1) sont particulièrement développés dans la partie occidentale de ce secteur. On y distingue, outre les habituelles brèches calcaires, de vrais poudingues et des grès plus ou moins grossiers. La teinte de ces formations est généralement rougeâtre. On peut fort bien observer, le long de la route de Djidjelli à Mila, les variations de puissance de cette assise : une centaine de mètres au N, près de l'ancienne maison cantonnière ; à peine 30 m au S, près de la Mat bou-Cherour.

Vers l'E, le niveau 1 change d'aspect. Les faciès grossiers (brèches et poudingues) se réduisent ; les molasses et marnes rougeâtres sont à l'inverse très développés.

Les marnes grises 2 ne sont, à l'W, épaisses que d'une cinquantaine de mètres. Elles admettent vers leur sommet une grosse intercalation gypseuse. Vers l'E (Draa Tazemout, Draa Mehalla), ces marnes, puissantes d'une centaine de mètres, contiennent de minces et sporadiques filets gypseux qui annoncent le régime franchement lagunaire qui va suivre. Ces marnes n'ont livré aucune trace organique. Elles peuvent passer latéralement à des faciès plus molassiques.

Les gypses 3 n'ont d'individualité que dans le Dj. ed-Dorbane (Enn-Berela, pour les Indigènes). Il s'agit d'une masse d'environ 200 m d'épaisseur d'un gypse saccharoïde apparemment très pur, qui n'est pas encore exploité sérieusement. De minces horizons de marnes grises y soulignent la stratification. Autour du sommet 648, d'énormes entonnoirs témoignent de la dissolution d'une bonne partie du sulfate de chaux.

Vers l'E, la position stratigraphique des gypses est moins claire. Mettons à part des paquets isolés, visibles au NE de la cote 386 et au SE de Bou-Cherour : il peut s'agir d'éboulis. Par contre, au SE de Mzaoudia, la masse même des gypses paraît se placer à quelques dizaines de mètres seulement au-dessus de la base du Néogène : il est vrai que les termes 1 et 2 ont pu y être partiellement laminés.

A l'E de Tazemout, les gypses ne forment plus une assise déterminée, mais seulement un certain nombre de grosses lentilles à divers niveaux des marnes grises, dont le faciès se montre ainsi développé jusqu'au sommet du Néogène.

3. LES AFFLEUREMENTS AU SE DU DOUAR BEÏNEN

Entre le pont de Kribsa et Kebeur-Djali, la série néogène, séparée par un hiatus de 4 km des affleurements précédents, se développe largement : épaisse de plusieurs centaines de mètres, elle plonge faiblement vers le N. Son substratum, masqué, au N du Dj. Kekra, par les alluvions de l'O. el-Kebir, est selon toute vraisemblance constitué par les marnes noires de l'Éocène inférieur, qui affleurent juste au S de la vallée.

Les niveaux inférieurs du Néogène sont du même fait inconnus. Comme, juste au SE, au Draa Zeraïa, ils sont formés de conglomérats et de molasses, on peut supposer qu'il en est ici de même.

Une épaisse formation gypsifère, avec des intercalations de marnes grises, vient ensuite, largement étalée de part et d'autre de l'O. el-Mahadjar. Ces gypses sont identiques à ceux du Dj. ed-Dorbane (voir paragraphe précédent).

Sur la formation marno-gypsifère, on rencontre des niveaux détritiques plus ou moins rubéfiés (poudingues, molasses gréseuses, couches à galets...). A leur tour, ces derniers plongent sous l'Éocène ou sous les grès « numidiens ».

Nous avons donc supposé que la série néogène du SE du douar Beïnen était ployée en un synclinal déversé ou couché vers le S. Elle devait comporter primitivement (fig. 143, coupe I) une partie inférieure détritique (conglomérats, molasses gréseuses...), très grossière au N, plus fine au S, et une partie supérieure à faciès lagunaire marno-gypsifère.

Le renversement de la série néogène, au bord septentrional de ces affleurements, n'est pas partout de règle.

En allant du Kef Sidi-bou-Kerdène vers l'Aïn-Haloua, par Ermess, la série paraît tout à fait normale :

1. marnes noires éocènes,
2. formation détritique riche en brèches rubéfiées, passant vers le haut à des faciès molassiques,
3. formation gypsifère, à intercalations de marnes grises.

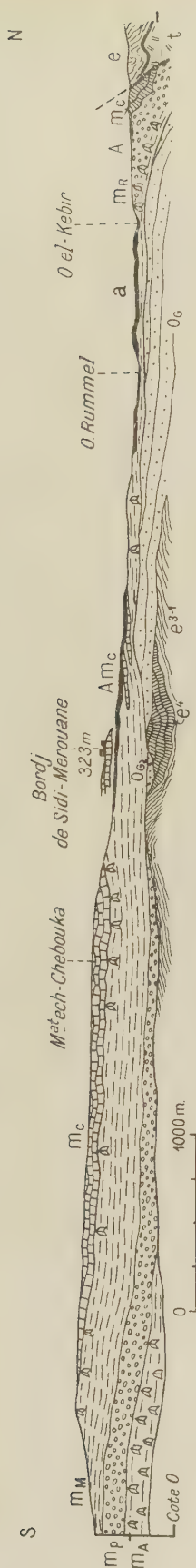


FIG. 77. — Coupe synthétique du Néogène de Sidi-Merouane.

t, Trias diapir; e³⁻¹, Éocène marneux; e³⁻⁴, « Suessonien » calcaire; Og, « Numidien » gréseux; m, Miocène discordant. Éboulis de calcaires lacustres; A-m.c. Alluvions; a, Détail du Miocène; mA, marnes noires de Mila; mP, conglomérats de l'Oued Mila; m, marnes à gypse; mC, calcaires lacustres; mR, molasses rubéfiées.

Par contre, en remontant l'Oued-el-Mahadjar, la succession est inversée. On a, du S au N, de bas en haut :

3. formation gypsifère,
- 2b. marnes rougeâtres à bancs de gypse,
- 2a. marnes grises à rares nodules gypseux,
1. marnes grises du Crétacé supérieur (?).

Les couches de base du Néogène (terme 2) sont ici moins détritiques qu'elles ne l'étaient plus à l'W. Elles semblent résulter du remaniement des marnes crétacées et éocènes, comme le laisse supposer parfois leur richesse en Foraminifères arrachés à ces formations. Quand on va vers l'E, les couches 2 redeviennent grossières : on y trouve en particulier d'innombrables galets mal roulés de grès « numidiens ».

Au delà de Kebeur-Djali, les gypses ne forment plus que de petites lentilles à divers niveaux du Néogène. Dans la même direction, les molasses et marnes lagunaires, dont nous avons souligné jusqu'ici l'importance, passent insensiblement à des calcaires lacustres plus ou moins marneux.

4. LES AFFLEUREMENTS DE LA RÉGION DE SIDI-MEROUANE

Comme l'ont noté nos devanciers, quand on se dirige de Mila vers Sidi-Merouane, par Ras-el-Bir, on traverse la succession suivante (fig. 77), de bas en haut :

1. Marnes gypsifères (dites de Mila),
2. Conglomérats plus ou moins rubéfiés (dits de l'Oued Mila),
3. Marnes grises,
4. Calcaires travertineux (dits de Ras-el-Bir).

A mesure qu'on monte dans la série, ces assises sont de plus en plus transgressives vers le N.

Les marnes gypsifères de Mila (terme 1) n'affleurent pas dans la zone que nous avons étudiée.

Rappelons que leur âge n'est pas encore établi avec certitude. Assez bas dans ce niveau, Joleaud (1912, p. 256) a découvert, à l'O. Mekraoued, des intercalations marines à « *Ostrea crassissima* Lmk », qu'il attribua d'abord au Tortonien, avant de se ranger (Joleaud, 1921 a) à l'avis de M. Dalloni (1921), qui y voit du Burdigalien. Plus haut dans ce niveau des marnes de Mila, Ficheur (1894 c) a récolté des Gastéropodes. Au cimetière arabe de Mila, il s'agit d'*Helix* (*Archelix*) *subsenilis* CROSSE et H. (*Arch.*) *jobaeana* CROSSE; à l'O. Mekraoued, de *Bulimus* (*Ena*) *jobae* CROSSE et de *Potamides gibberosus* (GRATELOUP). Cette dernière espèce caractériserait l'Oligocène mais Joleaud a fait remarquer qu'elle est très difficile à distinguer de formes miocènes. Au surplus *Bul.* (*Ena*) *jobae*, H. (*Arch.*) *subsenilis* et H. (*Arch.*) *jobaeana* sont des fossiles connus dans la faune classique du Polygone de Constantine, considérée en général comme d'âge miocène assez récent.

Les conglomérats 2 de la coupe ci-dessus comportent de fréquentes passées gréseuses et marneuses. Leur sommet est souvent plus rougeâtre que ne l'est leur base. Très développés le long de l'O. Mila,

ces conglomérats s'amenuisent plus au N, dans le territoire ici étudié. Au SE de Ras-el-Bir, ils totalisent 50 à 80 m, mais seulement 30 ou 40 m au SW de ce sommet, où ils reposent d'ailleurs directement sur les marnes éocènes, ce qui témoigne avec netteté de leur caractère transgressif. Vers le NW, ils s'amenuisent encore : près du Draa-el-Mekamène, ce niveau 2 est formé à la base par des brèches et des couches à galets avec de rares débris d'Huîtres *remaniées*, au sommet par une dizaine de mètres de grès calcaireux assez fins.

Il existe un peu plus à l'W ou au SW des témoins isolés de dépôts marins néogènes, que nous sommes tenté de paralléliser avec les conglomérats de l'O. Mila. Au S du Koudiat Moul-Knafel, il s'agit de grès calcaireux blancs et de marnes où abonde *Gryphaea gryphoides* (SCHLOT.) (= *Ostrea crassissima* LMK). Au Dj. Ksarnou, ces mêmes Huîtres, en quantité prodigieuse, se trouvent dans des marnes rosées à galets, épaisses d'une dizaine de mètres, que surmontent des grès calcaireux remaniant de nombreux fragments anguleux de calcaires « suessoniens ».

Nous pensons que ces couches marines à Huîtres correspondent stratigraphiquement à la base des « conglomérats de l'O. Mila ».

Les marnes grises 3 de la coupe ci-dessus ne possèdent leur caractère typique qu'autour de Ras-el-Bir. Leur teinte peut aller du gris au noirâtre. Leur épaisseur oscille autour de 50 m. A leur partie supérieure, elles montrent de minces lits de gypses.

Les calcaires travertineux 4 constituent une grande dalle, puissante de 50 à 100 m, descendant de Ras-el-Bir vers le village de Sidi-Merouane. Dans le détail, cette dalle est bousculée en tous sens, par suite d'effondrements karstiques et de glissements désordonnés sur les marnes sous-jacentes.

Ces calcaires, très durs, ont une teinte blanchâtre ou plus rarement rosée. Ils sont chargés d'argile : leur structure est légèrement grumeleuse. Bien des lits sont formés pour une bonne part par des glomérules d'assez grande taille, aplatis suivant le litage, formés d'enveloppes concentriques de calcite cristallisée en fibres radiales. Ces concrétions travertineuses sont vraisemblablement d'origine organique. Certaines préparations microscopiques révèlent en effet d'innombrables fragments attribuables à des Algues inférieures (Cyanophycées?), dont le rôle dans la construction de maints travertins est bien connu. On note aussi de rarissimes Ostracodes.

La macrofaune de ces calcaires est exclusivement faite d'Hélicidés. Autour du Koudiat en-Nadour, nous avons recueilli de nombreux *Archelix gr. dumortieri* (CROSSE) à cachet tortonien (par comparaison avec les spécimens du Polygone de Constantine), selon M. Jodot.

Au N d'une ligne WSW-ENE joignant le Draa Zeraïa au village de Sidi-Merouane, le Néogène montre des faciès extrêmement variables. Il est constitué par une épaisse série molassique (argilites et marnes gréseuses), dans laquelle se différencient des lentilles fugaces de calcaires travertineux, de grès calcaireux, de fins poudingues, de brèches calcaires, de marnes à galets, de gypse...

Le Néogène repose en discordance majeure sur les terrains les plus variés : Lias et Crétacé inférieur au NW, Éocène marneux ou calcaire au SW et au SE, Néonummulitique à faciès « numidien » au NE.

Les premières assises néogènes sont tout naturellement très détritiques. Au N du Draa Ach-el-Agab, on rencontre ainsi une formation de galets calcaires crétacés ou éocènes simplement encroûtés, ou englobés dans un ciment gréseux.

Ailleurs ces assises basales revêtent le faciès de brèches rouges. Elles ont fourni, sur le flanc NE du Koudiat el-Hamra, des *Helix (Archelix) gr. subsenilis* CROSSE à cachet tortonien, très voisins, selon M. Jodot, du type provenant du Polygone de Constantine.

Il ne peut être question de passer une revue détaillée des faciès néogènes. Nous donnerons seulement deux coupes partielles de cette série.

La première (fig. 78), observée près d'El-Mechouka, intéresse les niveaux inférieurs de la formation. On rencontre, en discordance majeure sur des marnes schisteuses du Crétacé inférieur (n^1-c^1) :

1. conglomérats (1 m) très grossiers, à éléments non roulés,
2. argilites rougeâtres plus ou moins calcareuses, plus violacées vers la base (30 m),
3. bancs de calcaire lacustre blanc, compact,
4. calcaires jaunâtres en plaquettes,
5. lentilles de gypse (5 à 10 m) au sein de marnes grises,
6. calcaires blancs vacuolaires et brèches calcaires.

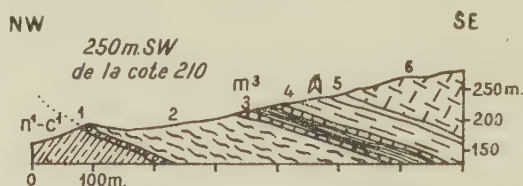


FIG. 78. — Base du Néogène à El-Mechouka, à l'W de Sidi-Merouane.
 n^1-c^1 , Crétacé inf.-Albien; m^3 , Miocène discordant. Voir détails dans le texte.

La seconde coupe a été relevée au N de Sidi-Merouane, entre le pont sur l'O. el-Kebir et le S de la cote 238. On trouve de bas en haut :

1. argilites grises gypsifères, avec, à leur base, des bancs de grès ligniteux à *Helix* (*Archelix*) *gr. subsenilis*, de cachet helvétien,
2. calcaires blancs à *H. (Arch.) gr. dumortieri* de cachet helvétien (de l'ordre de 20 m), avec, au sommet, des lits noduleux rougeâtres,
3. argilites grisâtres (une cinquantaine de m),
4. calcaires blancs à *H. (Arch.) gr. dumortieri* de cachet tortonien (20-30 m), en deux niveaux séparés par des marnes rougeâtres,
5. marnes rougeâtres,
6. conglomérats, fins à la base, grossiers à la partie supérieure (galets de grès « numidiens », de silex éocènes...) avec nombreuses grandes Huîtres *remaniées*, totalement indéterminables,
7. calcaires compacts roses ou blancs (lenticulaires).

Ces niveaux sont de valeur purement locale : toutefois les barres calcaires 2 et 4 possèdent une certaine importance topographique sur la rive S de l'O. el-Kebir.

Les caractères principaux de cette série peuvent être résumés comme suit :

a) La discordance majeure du Néogène sur les assises les plus variées est d'une parfaite netteté. Cependant, à l'E de Sidi-Merouane, le Miocène semble être concordant, au moins localement, sur la série gréseuse « numidienne » (fig. 79). Il est vrai que, de l'autre côté du Rummel, à l'W de Gravelotte, le Néogène ravine sans aucun doute ce même « Numidien ».

b) Les influences marines ne sont pas limitées à la région du Dj. Ksarnou et de Bou-Fouah. Beaucoup plus au NW, non loin de l'Aïn-Touta, nous avons noté une lentille calcaire à Huîtres indéterminables et à Pectinidés rappelant, selon M. Roger, *Chlamys scabrella* (Lmk), espèce qui est répandue dans tout le Néogène. Cette lentille calcaire s'intercale entre, au N, des marnes à galets de grès « numidiens » (qui peuvent former la base du Néogène) et, au S, des molasses gréseuses de couleur blanchâtre, probablement marines elles aussi. Ces assises semblent passer vers l'E à des niveaux laguno-lacustres (M^{at} el-Ksiba).

c) *Les intercalations lagunaires à gypse* se trouvent à tous les niveaux du Néogène. Il en existe dès la base : ainsi, au N du pont sur le Kebir, des argilites grises à lits de gypse fibreux. L'horizon gypsifère en grandes plaques gauffrées que recoupe la route nationale de Constantine à El Milia, à quelque 5 km au NW de Siliana, se situe à un niveau comparable. D'autres lentilles de gypse apparaissent vers le milieu de la série néogène (fig. 78) ou beaucoup plus haut (SE et SW immédiats de Sidi-Merouane), immédiatement sous la dalle de calcaires travertineux de Ras-el-Bir.

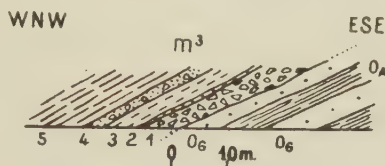


FIG. 79. — Rapports du Néogène et du « Numidien » à l'E de Sidi-Merouane.

Coupe prise au gué en amont du confluent Kebir-Rummel, sur la rive droite de ce dernier. Nummulitique : 0A, grès à dragées; 0A, argilites versicolores. Miocène (m³) : 1, conglomérat mal roulé à éléments de Néonummulitique; 2, banc de calcaire marneux jaune; 3, marnes, en général rouges, souvent noires, parfois bleutées; 4, grès très calcareux, à galets assez bien roulés de grès « numidiens »; 5, marnes noires, plus ou moins ligniteuses, à Hélicidés et petits galets.

d) *Les matériaux grossiers* viennent pour la plupart du N. Dans cette direction, en effet, le Néogène devient de plus en plus conglomératique (NE de la Mat Haraka). Ces débris sont visiblement arrachés au chaînon du Zouara.

e) *Le faciès calcaire* peut envahir une grande partie de la série néogène (particulièrement autour de la Mat el-Ksiba et au N du Koudiat-el-Hamra). Outre des concrétions formées autour de débris végétaux (Algues...) à la manière des travertins, on ne rencontre guère comme restes organiques que des Hélicidés.

Selon M. Jodot, ils se groupent en deux lignées (*Archelix subsenilis* et *A. dumortieri*) qui comportent chacune une série de variants probablement dérivés les uns des autres.

Les deux seuls gîtes à *A. gr. subsenilis* ont été mentionnés plus haut. Tous les autres gisements (voir feuille au 50.000^e « Sidi-Merouane ») ont fourni des *A. gr. dumortieri*. D'âge encore douteux, ces espèces sont très vraisemblablement à ranger dans le Miocène supérieur.

Au N de Sidi-Merouane, le bassin néogène est chevauché par le « Numidien » (Nummulitique supérieur) du chaînon du Zouara, une lame de Trias s'interposant fréquemment entre les deux unités.

Deux faits sont à souligner :

1. L'absence de Néogène sur le « Numidien » de l'unité chevauchante;
2. Au S du chevauchement, les calcaires lacustres néogènes compris entre l'O. Boulennkou et la Mat Toularhent sont ravinés par des couches à galets (fig. 143), à peine cimentés, en général bien roulés, provenant presque exclusivement du « Numidien » gréseux.

Ces couches à galets sont apparemment chevauchées par le « Numidien » de l'unité plus septentrionale. Nous les attribuerions volontiers au Pliocène (?).

3. — CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Les corrélations stratigraphiques entre les différents bassins de sédimentation néogènes sont difficiles à établir, par suite de l'intrication des faciès marins, lagunaires, lacustres et continentaux. Les macrofaunes, peu caractéristiques, sont assez exceptionnelles; les microfaunes, elles aussi, ne permettent pas toujours de subdivisions fines.

Rappelons que l'Aquitaniien semble faire partie du cycle néonummulitique, contrairement à l'idée des auteurs algériens antérieurs.

A. — LE BURDIGALIEN

Au Burdigalien est attribuable l'essentiel des couches marines néogènes du Nord-Constantinois. Cet étage possède deux faciès bien différents.

1. Le « premier étage méditerranéen » est représenté sous forme de marries dans la région de Cavallo, de Djidjelli et occasionnellement autour d'El Milia. La macrofaune récoltée jusqu'ici est insignifiante. Au contraire, la microfaune, riche en plancton, est très abondante.

En général les associations de Foraminifères permettent de caractériser le Miocène inférieur. Parmi les formes planctoniques, comme dans le reste du bassin méditerranéen, on doit signaler *Globigerina altispira*, *Gl. bulloides* var. *quadripartita*, *Globorotulia mayeri*, *Globigerinoides trilocularis*. La présence de *Rotalia beccarii* dans maints gisements permet d'exclure leur appartenance à l'Oligocène. Parmi les formes benthoniques (moins abondantes) assez caractéristiques du Miocène inférieur, citons, de la région d'El Milia : *Spiroplectammina carinata*, *Bolivina algeriana*, *Plectofrondicularia* cf. *miocenica*, *Siphonina burdigalensis*.

Il faut ajouter que, dans certains gisements, l'incertitude subsiste encore, les marnes dites burdigaliennes pouvant englober du Miocène plus élevé.

2. Dans la plupart des gisements éloignés du littoral actuel, les faciès du Burdigalien sont plus détritiques. A côté d'une microfaune réduite mais parfois significative, la macrofaune est quelquefois assez abondante. Jusqu'à présent, peu de formes très caractéristiques ont été recueillies : surtout des Pectinidés (*Flabellipecten* gr. *burdigalensis* et *Chlamys justiana*, au S d'El Milia). D'autres Lamelli-branches (*Tapes basteroti*...) caractériseraient aussi le Miocène inférieur. On soulignera l'absence, dans les gîtes certainement burdigaliens, de *Gryphaea gryphoides* (= « *O. crassissima* »).

B. — LE VINDOBONIEN

Le Vindobonien existe très probablement dans bien des bassins miocènes. On sait que jusqu'à présent, la doctrine officielle (travaux classiques de Ficheur, M. Dalloni et J. Savornin) était que la mer vindobonienne avait à peine dépassé vers l'E le méridien d'Alger. Nous sommes amené à supposer qu'au contraire elle s'est largement étendue dans le Constantinois, en particulier dans la région de Bougie et les Babors, où son existence vient d'être niée une fois de plus (DUPLAN, 1955), et au S de la chaîne numidique. Dans les actuelles régions littorales, par contre, le problème reste posé.

Dans le NW du bassin de Constantine, l'existence de Miocène supérieur est à peu près certaine. Autour de Mila, les couches à *Gryphaea gryphoides* (= « *O. crassissima* »), sans trace d'autres espèces, sont, selon toute vraisemblance, plus récentes que le Burdigalien. Sans doute faut-il y voir de l'Helvétien, voire du Tortonien. C'est bien dans ces étages que cette Huître est la plus abondante, en particulier en Algérie occidentale (DALLONI, 1954), alors que dans bien des gisements burdigaliens certains, elle est absente ou pauvrement représentée. C'est aussi le lieu de rappeler que, dans l'Aurès, des marnes vertes à « *O. crassissima* » sont parfois situées assez haut dans le Miocène : R. Laffitte (1939) tend aussi à en faire de l'Helvétien.

Les couches lagunaires, lacustres ou continentales qui leur font suite représentent aussi à nos yeux du Miocène supérieur. Les seuls fossiles sont d'abondantes « Hélices dentées » (*Archelix subse-nilis*, *A. dumortieri*) qui permettent de paralléliser les formations des environs de Sidi-Merouane avec celles du Polygone de Constantine (Tortonien?).

Dans le bassin de Tamentout, le Burdigalien authentique ne formerait que l'extrême base de la série néogène. Le régime marin se poursuit apparemment dans le Vindobonien, avec des faunes de Lamellibranches et de Gastéropodes extrêmement abondantes : certaines formes (*Chlamys labnae*, *Megaxinus ellipticus*, *M. cf. transversus*, *Turritella cf. benoisti*, *T. thetis*, *Macra cf. benoisti*) sont inconnues avant le Miocène moyen¹. La plupart des autres espèces sont plus spécialement représentées à cette même époque. En continuité absolue, viennent plus haut des assises lacustres ou continentales, que l'on peut paralléliser avec celles du bassin de Constantine, que nous venons de citer. Elles contiennent en particulier *Ena jobae*, des marnes de Mila et du Polygone de Constantine.

En résumé, le régime marin du Miocène inférieur a dû se perpétuer à l'Helvétien, voire au Tortorien, au moins dans la région de Mila et de Tamentout. Le sommet du Miocène supérieur est essentiellement constitué par des formations lagunaires, lacustres ou continentales. On les connaît bien dans le bassin de Constantine-Guelma, mais elles se retrouvent ailleurs (lambeau de Tamentout).

C. — LE PLIOCÈNE

Le Pliocène marin n'existe que dans les zones littorales comme le bassin de Djidjelli (DURAND DELGA et MAGNÉ, 1952). On peut aussi rapporter, avec grande vraisemblance, au « troisième étage méditerranéen » les marnes bleues de la ria du bas O. el-Kebir. Il faut y souligner, dans le plancton, l'abondance de *Globigerina bulloides*, la présence de *Globigerinella aequilateralis*, d'*Orbulina universa* et, dans le benthos, la très grande fréquence de *Bolivina alata* et l'existence de formes plus rares mais intéressantes (*Epistomina elegans*, *Planulina ornata*, *Valvulineria cf. bradyana*).

Plus à l'intérieur des terres, en particulier dans le bassin de Constantine, le Pliocène est continental ou lacustre.

On ne peut encore exclure qu'il faille lui rapporter une partie des assises dites « tortoniennes ». Dans le territoire que nous avons étudié, nous rattachons au Pliocène, mais avec un gros point de doute, des alluvions qui, à l'W de Sidi-Merouane, ravinent nettement les calcaires lacustres « tortoniens » et qui, par ailleurs, paraissent coïncées sous un important chevauchement.

4. — CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Le retrait de la mer des « grès numidiens » (aquitaniens, au moins *pro parte*) a été général en Algérie. Tous les auteurs semblent d'accord pour l'admettre.

L'importante phase tectonique qui a entraîné cette émergence a été accompagnée d'une érosion très importante et extrêmement rapide qui a débarrassé en bien des points une énorme épaisseur (entre 500 et 1.000 m) de formations oligocènes.

A. — LE MIOCÈNE INFÉRIEUR

La mer est revenue en transgression sur des territoires soumis à l'érosion. Le Burdigalien forme l'essentiel de ces formations transgressives.

Dans les régions proprement kabyles (massifs anciens et leurs marges) la tectonique post-burdigalienne ne semble pas avoir été violente. On peut donc reconstituer les rivages des mers néogènes.

1. W DU MASSIF ANCIEN : A l'W, vers Cavallo, la mer burdigalienne, probablement largement ouverte vers le N, a submergé l'actuel promontoire. Divers arguments, précédemment exposés (DURAND DELGA, ..., 1953), poussent à croire que des reliefs émergés existaient juste au S de là.

1. Même en tenant compte du « vieillissement » d'un étage environ, préconisé récemment pour les niveaux classiques de la « colline de Turin », en se basant sur l'apparition des formes de Miogypsines (DROOGER, *op. cit.*, p. 367).

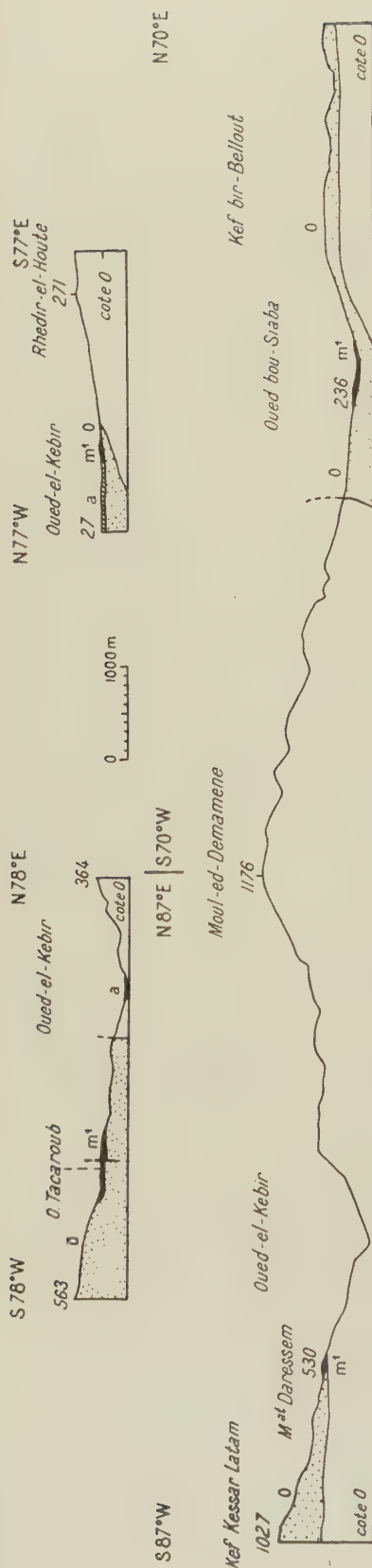


FIG. 80. — Situation topographique des lambeaux de Miocène inférieur de la région d'El Milia. En blanc, le substratum anté-oligocène. O, Néonummulitique. En noir (m¹), le Burdigalien.

Vers l'E, une liaison marine directe avec le bassin de Djidjelli-Taher est certaine. Les témoins les plus occidentaux de ce dernier dépassent à l'W l'O. Kissir (Dj. Semmouda) et, plus au S, la crête de Mezrich. La mer formait là un large golfe où se déposaient surtout des marnes bleuâtres. Comme à Cavallo, elles sont très riches en Foraminifères planctoniques. Les limites de ce golfe burdigalien seront précisées ailleurs. Il est vraisemblable qu'elles coïncident, à l'E et au S, à peu près avec celles des affleurements. Ainsi, au SW, tout indique que l'axe montagneux Sidi-bou-Azza — Sendouah (Texenna) — chaînon des Beni-Fourhal est resté émergé.

2. N DU MASSIF ANCIEN : Le Burdigalien forme d'importants affleurements dans les zones littorales de la Kabylie de Collo et du Cap-de-Fer, à l'W du massif de l'Edough (HILLY et MAGNÉ, 1953). Les faciès (marnes avec bancs de grès, de microbrèches ou à galets), les macrofaunes (Polypiers, Bryozoaires, Pectinidés, Huîtres) et les microfaunes impliquent des conditions assez littorales. La mer burdigalienne devait ainsi former un important golfe dans la région au SW de Collo et isoler le massif du Cap-de-Fer de l'Edough proprement dit.

Il semble que ces «lèches» plus ou moins littorales aient été en relation directe avec les bassins de Djidjelli ou d'El Milia. On ne peut non plus encore exclure que du Miocène existe dans les cuvettes de Tamalous ou de St-Charles.

3. CENTRE DU MASSIF ANCIEN : On doit remarquer la position topographique exceptionnelle des lambeaux burdigaliens de la région d'El Milia. Bien que partout ils reposent sur le Néonummulitique, leur dépôt a supposé l'érosion locale de presque tout ce dernier.

Leur proximité du cours des grands draineurs (O. el-Kebir, O. bou-Siaba) est aussi très remarquable. Parmi les affleurements burdigaliens, les uns (SW immédiat d'El Milia, SE d'Arago) sont pratiquement au niveau actuel des cours d'eau. L'altitude des autres croît de plus en plus vers le S jusqu'à dominer de 450 m environ le lit actuel (Daressem).

D'autre part, les lambeaux burdigaliens sont appuyés contre des reliefs qui les dominent nettement (fig. 80) et sur lesquels aucun témoin miocène ne semble exister.

Il est donc vraisemblable que la mer burdigalienne a envahi, le long d'étroits bras de mer, les régions les plus centrales du massif ancien de Petite Kabylie. Si l'on tient compte du fait que les lambeaux s'échelonnent le long des

grands oueds, il est tentant de supposer qu'il s'agit de rias miocènes résultant de l'invasissement, sur des distances (développées) de l'ordre de 50 km, de vallées préfigurées dès la fin de l'Oligocène.

Néanmoins il n'existe pas de témoins burdigaliens en aval d'El Milia, ce qui laisse encore planer un doute sur l'exactitude de notre thèse.

Les faciès des lambeaux de la région d'El Milia ne s'opposent pas à cette interprétation. La plupart d'entre eux comportent des assises très détritiques, voire des conglomérats et des marnes à galets empruntés au voisinage immédiat. Le caractère littoral de ces assises semble aussi prouvé par de fréquents phénomènes de stratification entrecroisée, et, en un point, par des passées charbonneuses (lignites). La présence de niveaux de marnes bleues ne saurait évidemment être un argument pour qualifier ces dépôts de « bathyaux ».

On connaît de telles rias burdigaliennes en bien des points du domaine périméditerranéen : ainsi dans l'Aurès (LAFFITTE, 1939) et peut-être en Grande Kabylie.

La nature des associations fauniques va de pair avec le faciès néritique de ces dépôts : abondance des Pectinidés, présence d'Huîtres, de Bryozoaires, voire de Gastéropodes et d'Oursins côtiers. Les microfaunes montrent un net appauvrissement en espèces comme en individus quand on se dirige vers le S, en particulier dans les faciès grossiers. Mais cette diminution est réalisée tout autant pour le benthos que pour le plancton. Celui-ci existe jusqu'au contact même des anciens rivages. Une fois de plus, on vérifie que la présence de faunes planctoniques n'a aucune signification bathymétrique spéciale.

Dans les régions situées au S du massif ancien de Petite Kabylie, la tectonique post-burdigalienne a été très intense. Les rares témoins de Miocène que l'on connaît sont pour la plupart puissamment disloqués et il est difficile de reconstituer les anciens rivages.

Dans la région de Bougie, les documents publiés semblent indiquer qu'un large bras de mer burdigalien occupait l'actuel emplacement de la Soummam, débordant largement au N et à l'E l'actuelle vallée. A. Lambert (comm. orale) en a repéré des lambeaux à la limite sud du massif éruptif d'Oued-Amizour, dans une zone très écrasée.

Dans la Kabylie des Babors, Ficheur puis F. Ehrmann ont fait connaître un certain nombre de lambeaux de Miocène marin, disloqués et portés à de hautes altitudes. Leur faciès très déritique et le caractère littoral de leurs faunes impliquent l'existence de zones émergées voisines. F. Ehrmann (1942 a) en a conclu que les Babors formaient un « archipel cartennien ». Il est vraisemblable que les actuels axes montagneux (anticlinaux ou lames de calcaires jurassiques) dessinaient déjà d'importants reliefs, les actuelles dépressions (zones synclinales en marnes crétacées) étant envahies par la mer miocène. Un bras de mer devait ainsi longer au S l'axe orographique Dj. Imoulentaour-Dj. Tloundene et se poursuivre vers l'E *dans la région de Tamentout*.

Les faciès semblent être partout assez homogènes : poudingues fins et marnes, souvent rouges, riches en macrofaune. Ces caractères sont très différents de ceux du Burdigalien authentique de la région Cavallo-Djidjelli. Une barrière émergée devait exister entre ces deux domaines.

Rien encore ne permet de supposer que ce bras de mer se prolongeait directement vers l'E, au long de la chaîne numidique. Il est par contre très vraisemblable qu'il ceinturait à l'W le massif émergé du Dj. Tamesguida, passait *dans la région de Chevreul* (où il a laissé de larges dépôts) puis *vers Fedj-M'Zala*.

Dans la région de Constantine, les dépôts du Néogène plus récent empêchent de voir si ce bras de mer se prolongeait réellement vers l'E et se reliait aux domaines marins d'Aïn-Regada et du S de Guelma, comme le pense M. Dalloni (1921).

En résumé, la Méditerranée burdigalienne a vraisemblablement baigné la marge septentrionale des massifs métamorphiques du Nord-Constantinois (Cavallo, Djidjelli, Collo, Cap-de-Fer) qu'elle pénétrait profondément le long de rias (El Milia). L'hypothèse d'une Tyrrhénide qui aurait prolongé au N la zone émergée des Kabylies ne repose ainsi sur aucun fait sérieux, du moins au Burdigalien.

A une certaine distance au S, un bras de mer de largeur variable unissait les régions de l'Agrioun moyen, de Tamentout, de Chevreul, de Fedj-M'Zala. Ce bras de mer, qui pouvait détacher des diverticules dans un certain nombre de zones synclinales des Babors, se liait vraisemblablement vers le NW à la région de Bougie-El Kseur et peut-être vers le SE au domaine marin de l'Est et du Sud-Constantinois. L'âge burdigalien des dépôts de ce bras de mer est d'ailleurs loin d'être assuré, sauf à leur extrême base.

B. — LE MIOCÈNE SUPÉRIEUR

Nous ne savons rien de la Méditerranée vindobonienne dans *les régions kabyles*. A Cavallo, à Djidjelli, à Collo et dans le Cap-de-Fer, les dépôts miocènes marins semblent, jusqu'à présent, se rattacher exclusivement au Burdigalien. Les érosions anté-pliocènes ont peut-être, il est vrai, enlevé toute trace de tels dépôts vindoboniens.

Il ne semble pas en être de même plus au S. Le Miocène supérieur paraît être, à Tamentout, près de Mila et vraisemblablement plus à l'W, en parfaite continuité sur le Miocène inférieur. Le régime marin, loin d'avoir cessé à la faveur d'un diastrophisme entre ces deux périodes, s'est très probablement poursuivi à l'Helvétien, voire au Tortonien, comme on croit l'observer aussi en Tunisie septentrionale, dans la région de Souk-Ahras (DAVID, 1953 b), dans l'Aurès (LAFFITTE, 1939).

Ainsi, le Miocène marin de Chevreul et de Tamentout est partiellement d'âge vindobonien. Autour de Mila les assises à *Gryphaea gryphoides* (= « *O. crassissima* ») nous paraissent jalonner ce bras de mer helvétien, peut-être ouvert au SE.

A mesure qu'on monte dans le Miocène supérieur, les dépôts deviennent lagunaires (marnes à gypse de Mila, etc.), puis toute influence marine cesse. Le Constantinois est transformé en un immense bassin fermé, occupé par des lacs temporaires qui, remblayés par les matériaux grossièrement détritiques provenant de reliefs voisins, envahissaient des régions non encore occupées par la mer burdigalienne ou vindobonienne.

Ce régime laguno-lacustre existait aussi à l'E des Babors : couches à Hélicidés du Tamesguida, « limons, graviers et grès rouges pontiens » du Dj. Tloundene (LAMBERT, 1949).

L'intrication des faciès et l'actuelle précarité des connaissances sur les faunes lacustres de ces régions empêchent de suivre l'évolution exacte du lac constantinois. Il ne peut ainsi être question d'affirmer l'équivalence des gypses massifs du moyen Kebir (« Dj. ed-Dorbane » et NE de Kribsa) avec la formation sulfo-gypseuse de la région de Guelma (DARESTE, 1910).

C. — LE PLIOCÈNE

Le « troisième étage méditerranéen » débute par une transgression. La mer n'est cependant pas allée très avant dans un continent déjà extrêmement montagneux. Si l'on considère l'ensemble du rivage méditerranéen de la Berbérie, on constate à l'évidence que les mers pliocènes ont envahi les dépressions mais qu'elles n'ont pas mordu sur les côtes bordées de falaises.

Dans les zones kabyles ou à leur voisinage, la tectonique post-pliocène a été de faible ampleur. L'installation des chenaux pliocènes le long d'anciennes vallées est souvent incontestable, comme l'indiquent les exemples ci-après.

Au N de la Petite Kabylie, on trouve ainsi des marnes bleues à faciès plaisancien (BOLFA, HILLY et ROUBAULT, 1952) dans la basse vallée de l'O. el-Kebir de Gastu et de l'O. Ouider, à l'embouchure de l'O. Guebli

(Collo) et de l'O. Zhour. Dans notre secteur, les marnes bleues pliocènes existent aussi le long du bas O. el-Kebir d'El Milia et dans le Sahel de Djidjelli (bas Nil et bas Djendjene...).

Au N de la Kabylie des Babors, il est vraisemblable que les lambeaux de marnes « sahéliennes » de la basse Soummam, cartographiés par F. Ehrmann, sont aussi des témoins d'anciennes rias, dont l'âge pliocène est certain aux yeux de A. Lambert (comm. orale)¹.

Au N de la Grande Kabylie, la curieuse disposition en gouttière du Pliocène décrit par P. Muraour le long de l'O. el-Arba (*in* GLANGEAUD, 1952, p. 102) peut traduire le remplissage, en ria, d'une ancienne vallée.

Au N du Rif, les cours de l'O. Lau et du rio Martin sont jalonnés par des dépôts marins que l'on est en droit de supposer pliocènes (*in* FALLOT et MARIN, 1952).

Les marnes pliocènes du Sahel de Djidjelli et du bas O. el-Kebir sont très pauvres en macrofaune. Au contraire les Foraminifères peuvent être extrêmement abondants et bien conservés. Les formes benthoniques l'emportent de beaucoup sur les planctoniques. A l'approche du rivage, on constate souvent une abondance particulière en Ostracodes.

Accumulées sur une forte épaisseur grâce à un affaissement généralisé des zones kabyles, les formations pliocènes sont surmontées, dans le Sahel de Djidjelli comme dans le bas O. el-Kebir d'El Milia, par des formations plus grossières qui traduisent le comblement rapide des rias.

Ainsi s'achève par le retrait de la mer l'histoire néogène éminemment complexe des régions littorales du Nord-Constantinois.

Dans l'intérieur du pays, le comblement de la cuvette de Constantine est vite terminé. D'importants mouvements tectoniques auront lieu pendant le Pliocène ou le Quaternaire. Le réseau hydrographique pourra alors prendre progressivement l'aspect que nous lui connaissons aujourd'hui.

1. Ces marnes, classées d'abord (1952 a) dans le Miocène supérieur par L. Duplan, viennent d'être tout récemment (1955) restituées au Pliocène par cet auteur.

CHAPITRE XV

LES ROCHES ÉRUPTIVES POST-JURASSIQUES

Les roches éruptives post-jurassiques de notre région d'études sont localisées aux environs d'El Milia. Nous allons décrire d'abord les roches vertes du Moul-ed-Demamene, vraisemblablement sénoniennes ou éocènes, ensuite les intrusions « granitiques » du massif d'El Milia-Aïn Kechera, certainement post-burdigaliennes.

1. — LES ROCHES VERTES DU MOUL-ED-DEMAMENE

Ces importantes intrusions se rencontrent au S d'El Milia, dans des assises paléozoïques, jurassiques ou crétacées.

A. Historique

Ces venues éruptives semblent avoir été indiquées pour la première fois par Pomel (1889) sur la carte au 800.000^e de l'Algérie. Comme ce dernier, Ficheur (1900) les affecta de la notation π^a (« roches éruptives acides récentes »). L. Joleaud (1912, p. 341) précisa que ces « roches granitiques » s'étendaient au SE de Bou-Djoudoun et jusque vers Bir-en-Nemer.

La nature doléritique de ces masses éruptives fut reconnue par G. Bétier et M. Roubault (1933). Le premier de ces auteurs (BÉTIER, 1933) précisa que cette dolérite à olivine et à plagioclases très séricitisés, dont les fissures seraient tapissées de serpentine, formait une série d'affleurements du S de Bou-Djoudoun jusqu'au Dra Tameroun. Cette roche, qui apparaîtrait en laccolites dans le Crétacé inférieur¹ et dans les schistes épi-métamorphiques primaires, modifierait légèrement ces assises : chloritisation des schistes, recristallisation des calcaires, venues de quartz.

M. Roubault (*in* ANONYME, 1937) précisa que ces dolérites contenaient de l'olivine, plus ou moins serpentinisée, et de l'augite.

Reprenant l'étude de la zone du Moul-ed-Demamene, nous avons déjà précisé (1954 b) la situation et l'âge de ces roches vertes.

B. Étude pétrographique

Il sera d'abord question des roches éruptives, ensuite de leur influence transformatrice sur les sédiments qu'elles traversent.

1. LES ROCHES ÉRUPTIVES

La plupart des amas sont formés de roches à plagioclase acide, augite, ilménite et minéraux d'altération (épidotes, calcite, chlorite, leucoxène...). La structure en est fort variable : on reconnaît ainsi d'anciens gabbros, des dolérites et des basaltes.

On rencontre, plus rarement, des roches éruptives violacées à sphérolites, qui peuvent être d'anciens trachytes (?).

Enfin, des roches vraiment basiques, formées presque uniquement d'actinote et de minéraux spéciaux, doivent dériver d'anciennes pyroxénolites (?).

1. Il s'agit, aux points indiqués, de Tithonique-Berriasien.

a) **LES ROCHES A PLAGIOCLASE ACIDE ET AUGITE** : Ce sont les plus répandues.

Le feldspath est en général une albite passant à oligoclase acide. Parfois très chargé de séricite, il résulte vraisemblablement de l'évolution d'un plagioclase plus basique. La présence d'épidote ou de zoïsite, souvent fixées sur le feldspath, semble en apporter la preuve. Des amas diffus ou des filonnets d'épidotes traversent aussi ces roches et témoignent d'une remise en mouvement de tels produits de transformation.

Le pyroxène est une augite banale, souvent chloritisée. Dans quelques cas, elle est associée à de la hornblende brunâtre, qui semble primaire. L'ilménite est presque toujours transformée en leucoxène. Mentionnons enfin l'existence occasionnelle de serpentine, en rares petits amas sans formes propres ou en remplissage de fissures. Elle résulte d'une remise en mouvement d'une serpentine primaire, dont l'origine ne peut être nullement précisée : aucun contour d'un éventuel ancien minéral, dont dériverait cette serpentine, n'est en effet reconnaissable. Mentionnons enfin, exceptionnellement, quelques cristaux d'apatite.

Les différents types, que leur structure permet de différencier parmi ces roches à albite-oligoclase et augite, ne semblent pas posséder de signification ni de localisation bien nettes.

Il y a ainsi d'anciens gabbros, à augite automorphe, mais on rencontre surtout de banales dolérites, où l'augite remplit les interstices des plagioclases. Des phénocristaux, de l'ordre du centimètre, se détachent parfois sur le fond de ces roches. Par diminution du grain, on arrive à des basaltes. Les uns, esquissant une structure variolitique, montrent des phénomènes de corrosion du pyroxène (« augite en peigne »). Dans un échantillon provenant du S de Msala, des phénocristaux de plagioclase (jusqu'à 2 cm) nagent dans un fond microlitique, qui peut dériver de la cristallisation d'un ancien verre.

Toutes ces roches ont été soumises, lors de la mise en place des unités de recouvrement du Moul-ed-Demamene, à des écrasements puissants, qui ont pu détruire toute structure et qui expliquent aussi les altérations profondes atteignant certaines de ces roches : celles-ci arrivent à ne plus comporter que de l'albite, de la chlorite et de la calcite. Des enduits d'épidote tapissent les fractures. Des filonnets de quartz traversent aussi parfois ces roches.

L'examen pétrographique révèle une curieuse analogie avec certaines « ophites » du Trias. Les roches du Moul-ed-Demamene n'en diffèrent que par des points de détail : absence absolue de quartz, feldspath moins basique, mode d'altération du pyroxène.

Une comparaison peut aussi être faite avec certaines diabases du Primaire ancien (p. 70). Une analyse (AN. 26) d'un échantillon à structure intersertale typique mais présentant toutefois un début d'altération (chloritisation notable de l'augite...), provenant du N du Moul-ed-Demamene, s'avère quasi identique aux analyses de roches paléozoïques (AN. 8 à 11). L'examen des paramètres de Niggli confirme cette parenté et suggère que les modifications chimiques subies par ce type de roches dans la zone épimétamorphique sont insignifiantes. On soulignera que, comme dans les dolérites paléozoïques, le calcul fait apparaître, dans l'analyse de la dolérite du Moul-ed-Demamene, un déficit de silice, exprimé par la présence d'olivine virtuelle, qui n'a pas été retrouvée à l'examen optique.

b) **LES ROCHES A STRUCTURE SPHÉROLITIQUE** : Leur couleur violacée est due à l'oxyde de fer. Ce sont des roches tendres, souvent arénisées. Nous ne les avons rencontrées que dans certains amas inclus dans le Tithonique-Berriasien.

Leurs feldspaths (albite, dérivant d'orthose?) ont la forme de bâtonnets très longs et très étroits, groupés en touffes rayonnées. Ils sont séparés par les produits de décomposition d'un ancien ferro-magnésien : leucoxène, chlorite et oxyde de fer. Des globules de produits secondaires (chlorite ou quartz) s'observent de ci de là. Ils semblent parfois remplacer d'anciens cristaux automorphes de ferro-magnésiens (olivine?).

Les roches appartenant à ce deuxième type possèdent certains caractères des spilites figurées par M. Vuagnat (1949) et provenant du Paléozoïque de Grande-Bretagne et du Mésozoïque alpin.

c) LES ROCHES A ACTINOTE : Nous ne les avons jusqu'ici rencontrées qu'au SE de Bou-Djoudoun, incluses au sein du complexe doléritique.

Elles sont presque uniquement formées d'actinote, dont les fibres disposées en gerbes paraissent dériver d'une augite dont il subsiste seulement quelques restes aux contours flous. On doit encore noter la présence occasionnelle de chromo-biotite presque totalement chloritisée (dét. A. Sandréa), de minuscules grenats, de petits cristaux de sphène, de spinelles et de chromite.

On peut admettre que cette curieuse roche dérive de pyroxénolites, ayant en commun avec les ariégites certains minéraux spéciaux. Rien en tout cas ne témoigne de l'existence d'olivine.

2. MÉTAMORPHISME DE CONTACT

Un échantillonnage serré, effectué au NE de Bou-Djoudoun, a montré que les dolérites ne modifiaient les calcaires paléozoïques encaissants que sur quelques décimètres au maximum.

La roche éruptive, près du contact, est d'allure assez spéciale. Le feldspath (albite passant à oligoclase) est associé à du leucoxène, de l'épidote, de la chlorite, de l'oxyde de fer et surtout de la calcite.

Le contact avec le calcschiste est marqué par une nette recristallisation de la calcite, sur 1 mm d'épaisseur seulement, et par des amas d'oxydes de fer.

Des filonnets composites de chlorite, calcite, leucoxène et plagioclase s'insinuent, à partir de la roche éruptive, dans les calcschistes. Ceux-ci ont gardé par ailleurs leur aspect normal, finement cristallin, dû au métamorphisme général d'âge paléozoïque.

Près de la source de Bouredèche, les roches éruptives doléritiques avoisinent des schistes verts ou violacés. Ce contact paraît fortuit. Les schistes colorés s'étendent ailleurs, par exemple sur le versant oriental du Moul-ed-Demamene, où ils correspondent à des niveaux stratigraphiques relativement constants, très loin de tout amas éruptif.

Une légère *minéralisation* en fer (oligiste) et en cuivre¹ (« cuivre gris » altéré en malachite et azurite) paraît liée aux dolérites du Moul-ed-Demamene, que parcourent parfois aussi des filonnets de quartz.

C. Situation et âge des roches vertes

SITUATION

Ces roches forment deux groupes d'affleurements.

1. Le premier, le plus méridional, se suit d'une manière presque continue sur 5 km du S au N, depuis la région d'El-Akbia jusqu'à Dar-ben-Klib.

Les roches vertes, souvent assez fraîches, y constituent un certain nombre de sills, souvent anastomosés, dont l'épaisseur cumulée arrive à dépasser 200 m. Bien que souvent parallèles aux assises paléozoïques qui les admettent, ces roches leur sont parfois franchement obliques. On relève, isolées dans la masse éruptive, des enclaves de calcschistes primaires, qui ne semblent guère avoir été bousculées par l'intrusion.

Outre l'amas éruptif principal (essentiellement doléritique) situé dans le Paléozoïque, on trouve, dans les schistes tithoniques situés tectoniquement au-dessous, quelques paquets de roche violacée, à structure fréquemment fibroradiée.

2. Le deuxième groupe d'affleurements, plus septentrional, compris entre les M^{at} bou-Hdach et Amrioune, était encore inconnu. On y trouve des filons-couches de puissance variable, injectés,

1. On a effectué des grattages de ce minerai au S de la M^{at} Msala (voir pl. 3).

parfois en légère oblique, dans le Tithonique¹ ou plus rarement dans le Paléozoïque tectoniquement superposé à ce dernier. On rencontre aussi des intrusions sans allongement bien défini.

Les types pétrographiques sont identiques à ceux des affleurements méridionaux. Les dolérites saines, de couleur verte, y sont cependant rares. On constate, à l'inverse, l'abondance des faciès violacés mimant des variolites. C'est le cas à l'E immédiat du tunnel de la Mat Amrioune (fig. 81).

Il convient en outre de citer la présence, beaucoup plus à l'E, près de la Mat Oudjelil (A.K.; x = 835,5; y = 381,8), dans le Flysch schisto-gréseux crétacé, d'une curieuse boule de roche verte, ayant moins de 1 m³, et qui ne paraît pas être un galet.

En lame mince, on constate que cette roche est totalement décomposée. Sur un fond chloriteux, ne se détachent plus que de minuscules cristaux de rutile et d'apatite (?). Des fantômes d'anciens ferro-magnésiens apparaissent, sous forme d'amas ferrugineux riches en un mica jaunâtre, rappelant un peu la biotite qui résulte de la transformation des pyroxènes de certaines dolérites.

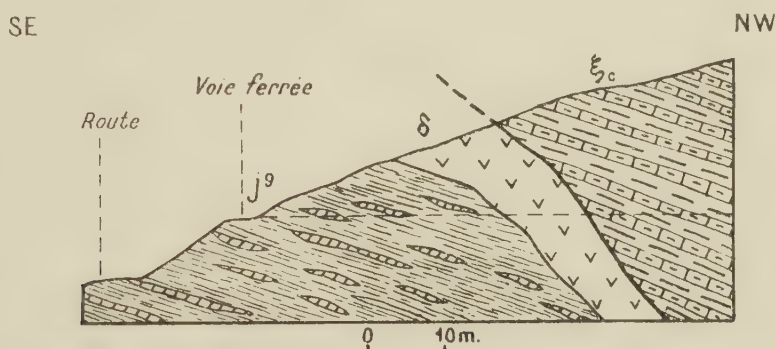


FIG. 81. — Les roches vertes du Moul-ed-Demamene, à la Mechtat Amrioune.
Coupe composite de la voie ferrée (en tireté) et de la route Constantine-El Milia, à l'entrée S du tunnel.
ξc, calcschistes à quartz et schistes satinés jaunâtres; δ, roches vertes intrusives;
j⁹, Tithonique, schistes calcareux à lentilles calcaires.

AGE

Toutes les roches éruptives du Moul-ed-Demamene sont intrusives. La variété de leurs structures ne paraît pas liée à des conditions de mise en place bien différentes. On est donc en droit de supposer que toutes ces roches sont contemporaines. Peut-on fixer leur âge?

Elles traversent le Paléozoïque, les assises tithoniques et même, au N d'El-Akbia (fig. 43), du Sémonien élevé (Campano-Maestrichtien). Elles sont donc au moins du Crétacé terminal.

Leur situation tectonique apporte un deuxième élément à ce problème. Les roches vertes sont localisées dans l'unité supérieure du Moul-ed-Demamene (nappe bordière) et dans un copeau de charriage qui lui est étroitement lié. Elles sont par contre absentes dans toutes les autres écailles, tectoniquement subordonnées, et dont les assises constituantes sont visibles sur un millier de mètres d'épaisseur, au flanc ouest du massif.

Il est donc vraisemblable que les roches éruptives se sont injectées dans l'unité supérieure avant le charriage de celle-ci vers le S. Cette vue semble confirmée par le fait que, localement, ces formations sont impliquées dans des contacts anormaux : elles sont alors intensément broyées (N d'El-Akbia).

1. Au N de la Mat bou-Akal, des radiolarites d'âge tithonique sont directement surmontées par ces dolérites. Cette juxtaposition (unique, semble-t-il) paraît fortuite, la roche éruptive étant, à proximité immédiate de ce point, franchement intrusive dans le Jurassique supérieur. Nous verrons qu'elle est d'ailleurs au moins sénonienne.

Ainsi les roches vertes peuvent être antérieures aux charriages de Petite Kabylie, qui doivent dater du Priabonien ou de l'Oligocène inférieur-moyen¹.

En résumé, les roches vertes du Moul-ed-Demamene se sont mises en place entre le Crétacé terminal et l'Oligocène moyen. On ne peut préciser davantage, ni être absolument certain de leur âge minimal, car nulle part ces roches n'ont encore été retrouvées à l'état remanié, ni dans l'Oligocène supérieur, ni dans le Miocène.

Il ne faut donc pas totalement exclure qu'on puisse rapprocher ces dolérites, basaltes,... des roches gabbroïques ou dioritiques d'âge miocène de la Kabylie de Collo (ROUBAULT, 1934, p. 182-197) ou du Cap-de-Fer (HILLY, *in* BOLFA, ..., 1952), venues postérieures ou juste contemporaines des roches granitiques de ces régions, et en relation avec elles.

Toutefois, si les roches gabbroïques de Collo sont, par leurs paramètres, voisines de nos dolérites du Moul-ed-Demamene, elles en diffèrent notablement par leurs minéraux et par leur structure.

L'âge crétacé terminal (Maestrichtien-Danien), éocène ou oligocène inférieur des roches vertes du Moul-ed-Demamene est ainsi vraisemblable. Jusqu'à présent, on ne connaissait guère de roches éruptives de cet âge en Afrique du Nord.

On vient cependant de décrire, en Tunisie, des roches vertes très altérées, à albite, chlorite, calcite et parfois ouralite, en filons-couches dans le Crétacé supérieur (DE RAAF et ALTHUIS, *in* CASTANY, ..., 1952). Par leurs minéraux et par leurs paramètres, ces « ophites », d'âge au moins sénonien, se rapprochent de nos roches du Moul-ed-Demamene, dont elles sont peut-être contemporaines (?).

2. — LES ROCHES « GRANITIKES » DE LA RÉGION D'EL MILIA

On sait que des roches éruptives tertiaires, appartenant essentiellement à la famille du granite, forment, dans le Nord-Constantinois, une série d'importants affleurements qui sont de l'W vers l'E : le massif éruptif de l'O. Amizour (Bougie), le massif de Cavallo (GLANGEAUD, 1934 b), le massif d'El Milia-Aïn Kechera, le massif du Cap Bougaroun (ROUBAULT, 1934), les pointements du Dj. Filfila, encore mal connus, le massif du Cap-de-Fer et ses satellites de la bordure du Dj. Edough (HILLY, *in* BOLFA, ..., 1952) et enfin l'affleurement rhyolitique isolé de Toustain (HILLY et RAST, 1954).

Nous avons été conduit à parcourir rapidement l'extrémité méridionale du massif d'El Milia (pl. 1). Celui-ci avait déjà été cartographié pour l'essentiel par G. Bétier (1933), sa lisière sud-ouest étant traitée par F. Ehrmann (1928 b) et sa bordure nord par M. Roubault (1934). De courtes descriptions en furent données par Curie et Flamand (1890), P. Termier (1903 a) et enfin par G. Bétier et M. Roubault (1932).

Nous avons systématiquement laissé de côté toute étude pétrographique poussée de ces affleurements. Les roches paraissent d'ailleurs très voisines de celles, bien connues, de la Kabylie de Collo (ROUBAULT, 1934).

A. Pétrographie sommaire

ROCHES ÉRUPTIVES

Au point de vue pétrographique, il s'agit très généralement de roches microgrenues quartzeuses : microgranodiorites, micromonzonites, etc.²

1. Une conséquence de cette interprétation est que, l'unité supérieure du Moul-ed-Demamene paraissant renversée, les roches vertes méridionales, qui devaient être à l'origine les plus au N, sont intrusives dans des assises en moyenne plus profondes (Paléozoïque), tandis que les roches vertes septentrionales, à l'origine les plus au S, injectent essentiellement le Jurassique supérieur.

2. Nous n'avons pas observé, dans la zone que nous avons parcourue, les types grenus (« granites ») ou de structure intermédiaire avec les types microgrenus, signalés en divers autres secteurs par G. Bétier et M. Roubault (1932), ni les aplites que citait P. Termier (1903 a) aux Beni-Toufout.

Les éléments essentiels du premier temps, presque constamment corrodés et pouvant s'englober mutuellement, sont : du quartz, plus ou moins abondant, des plagioclases (andésine-labrador) souvent zonés (zonalité plus ou moins récurrente) et quelquefois associés en groupements gloméroporphyriques, de la biotite très pléochroïque, fréquemment d'un brun-rouge vif (selon n_g).

Les éléments accessoires sont : ilménite, apatite, zircon et plus rarement tourmaline bleutée (en disposition plus ou moins rayonnée)¹.

Le deuxième temps de cristallisation comporte les mêmes éléments mais aussi, en général, d'innombrables sphérolites « à extinction totale » (quartz et orthose).

Ces roches sont parfois altérées. Les plagioclases, complètement transformés, quelquefois en sérícite, mais plus fréquemment en argile, ne conservent que leur forme extérieure et se chargent d'oxyde de fer, qui provient vraisemblablement de la biotite, en voie de décoloration. Le mica peut dans certains cas disparaître totalement : il est alors remplacé par des amas d'oxydes de fer, qui peuvent aussi imprégner ces roches. Les « microgranites » de la région située à 5 km au NE de Catinat (γ^1 sur la feuille « Aïn-Kechera ») nous ont paru être des roches complètement altérées : les feldspaths en kaolin, la biotite en oxyde de fer. L'aspect de ces roches est de ce fait assez différent de ce qu'il est normalement.

MÉTAMORPHISME DE CONTACT

Dans la zone que nous connaissons, ces modifications sont extrêmement faibles, souvent insignifiantes ou nulles. La structure des « microgranites » ne semble guère se ressentir de la plus ou moins grande distance de la bordure des amas et de l'approche des sédiments argileux qui les enveloppent.

A 500 m au SE de la cote 441 du Koudiat Ras-ben-di-Mzaïle, le « microgranite » est séparé des argilites nummulitiques par quelques mètres d'une roche un peu verdâtre, exclusivement constituée de lamelles enchevêtrées de biotite. Une minéralisation en fer (chapeau d'hématite) lui est associée, plus ou moins nettement.

L'exomorphisme est très faible, ne dépassant pas quelques mètres, voire quelques décimètres ou centimètres. Les argilites nummulitiques sont généralement durcies (« cornes »), par silicification et production de petits amas d'oxyde de fer. On observe en outre parfois le développement de minuscules paillettes phylliteuses à faible biréfringence et des amas d'ilménite, évoluant en leucoxène.

B. Architecture des masses « granitiques »

Leur forme est intéressante à noter. En général, il s'agit d'appareils circulaires ou elliptiques à bords francs, pénétrant verticalement au sein des sédiments. La coalescence de ces appareils produit des massifs plus étendus, dont il est parfois aisé de délimiter les dômes élémentaires. En effet les argilites nummulitiques subsistent à l'état d'étroites bandes discontinues entre ces derniers.

Les affleurements « granitiques » déterminent dans la topographie des mamelons au galbe très caractéristique, séparés par des dépressions entaillées dans les argilites nummulitiques et d'autant plus profondes qu'elles sont tout naturellement suivies par les ruisseaux qu'alimentent les abondantes sources (froides) émergeant des « granites ». Un examen superficiel pourrait ainsi faire croire que les roches « granitiques » sont superposées aux argilites tertiaires. Il est évident que, dans le cas de semblables massifs de roches éruptives, les rentrants des assises sédimentaires *apparemment* sous les roches plutoniques ne signifient rien.

Dans le cas présent, le contact, rarement visible d'ailleurs, entre les « granites » et les roches sédimentaires est vertical ou subvertical. Toutefois de rarissimes amas (E d'Arago) ont une situation presque laccolitique.

1. G. Bétier et M. Roubaud (1932) ont aussi observé de l'augite.

C. Répartition géographique et âge

Nous avons modifié légèrement les contours de la partie méridionale du massif « granitique » d'El Milia (pl. 1). En outre, quelques petits appareils étaient jusqu'à présent passés inaperçus, particulièrement entre Catinat, Arago et Bou-Doueka (fig. 82).

La répartition des « granites » semble très remarquable. Ils ne se montrent que dans les zones synclinales occupées par les sédiments tendres du Nummulitique. Si certains massifs arrivent sur une de leurs faces au contact direct de roches cristallophylliennes, il ne paraît pas que l'on connaisse d'appareils isolés dans le Primaire, alors qu'il y en a de très fréquents dans le Tertiaire¹. Tout se passe comme si les « granites » avaient pris la place de sédiments argileux tertiaires, localisés dans les aires synclinales. De la sorte le Cristallophyllien du Moul-ed-Demamene est environné au NW, au N, au NE et à l'E, par les « granites » d'El Milia, sans être nulle part traversé par eux.

On doit aussi remarquer qu'aucun appareil n'a pu être reconnu au S du massif ancien, dans la chaîne numidique.

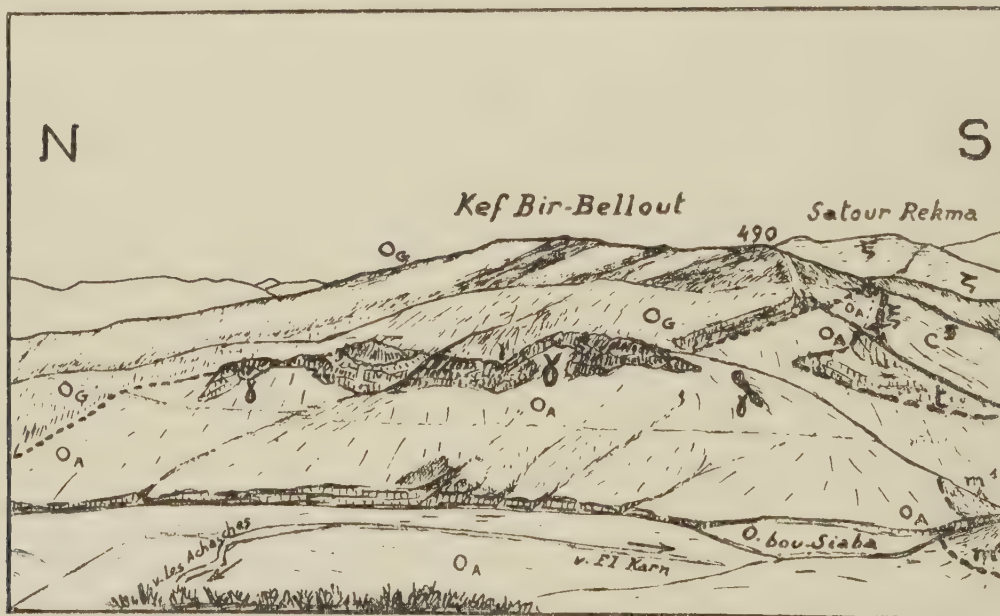


FIG. 82. — Les pointements de « microgranite » à l'E d'Arago.

A droite : ζ, gneiss; ξ, micaschistes; t, Trias; c^f, Flysch crétacé. Néonummulitique : OA, argilites et marnes; OG, grès « numidiens ». Burdigalien : m¹. « Microgranites » (γ) intrusifs.

Les roches « granitiques » d'El Milia sont à peu près contemporaines de celles de la Kabylie de Collo et du Cap-de-Fer (BOLFA, HILLY et ROUBAULT, 1952) comme aussi de celles de Cavallo (DURAND DELGA, GLANGEAUD, MAGNÉ et TAYEB, 1953), dont l'âge néogène vient d'être prouvé sans ambiguïté.

L'existence, dans le Miocène inférieur, au SW d'El Milia, de micas détritiques aux caractères spéciaux, inconnus dans le Cristallophyllien (p. 390), pousse à croire que la mise en place de certaines

1. Il semble en être de même en Kabylie de Collo et dans le massif de l'Edough, à la lumière de l'actuelle cartographie (BOLFA, HILLY et ROUBAULT, 1952).

roches éruptives a dû avoir lieu avant le Burdigalien ou au début de cet étage. Nous étions arrivé aux mêmes conclusions dans le massif de Cavallo.

Il est cependant indéniable que l'essentiel du massif « granitique » d'El Milia est d'âge post-burdigalien : ainsi, près de la Mat Adder, sur la rive gauche de l'O. el-Kebir, des marnes datées du Miocène inférieur sont nettement traversées, métamorphisées et bousculées par les « microgranites ».

Ces intrusions ont dû complètement désorganiser le réseau hydrographique autour d'El Milia. L'existence, au Pliocène, d'un nouveau réseau très évolué, comparable à l'actuel, postule que les « granites » d'El Milia sont nettement anté-pliocènes. Bien qu'on n'en possède pas la preuve formelle, les intrusions doivent ainsi dater de la fin du Burdigalien ou du Vindobonien.

D. Signification de ces roches

La signification générale de ces « granites » n'est pas encore très claire.

1. Pour M. Roubault (1952 a), les granites post-burdigaliens de la Kabylie de Collo se seraient formés aux dépens de matériaux profonds, en l'espèce les gneiss et les roches granitoïdes paléozoïques. Cette hypothèse est essentiellement basée sur une troublante analogie chimique entre « granites » tertiaires et gneiss primaires. Elle méritait d'être rappelée.

2. Comme on l'a dit pour d'autres massifs du littoral algérien, les amas de la région d'El Milia sont des volcans avortés, mis en place sous une très faible couverture. Dans certains cas, leur cristallisation s'est faite presque à l'air libre : ainsi les appareils traversant les marnes burdigaliennes au SW d'El Milia. Toutefois, au cours de leur montée, les masses ignées ont dû soulever leur couverture sédimentaire, aujourd'hui en majeure partie enlevée par l'érosion.

3. La localisation des amas « granitiques » est, dans la région d'El Milia, sans rapport évident avec la tectonique de surface. Il n'y a pas d'alignements de dômes bien nets. De plus, le secteur n'est en apparence ni plus plissé ni plus fracturé que le reste de la Petite Kabylie.

Tout au plus peut-on rappeler que les amas « granitiques » se situent au sein des argilites nummulitiques, dans des zones synclinales formées lors d'une phase tectonique immédiatement anté-miocène.

On serait ainsi conduit à penser que des dislocations du bâti profond, liées d'une manière bien imprécise à ce dernier diastrophisme, doivent rendre compte de la mise en place des « granites » de Petite Kabylie. Cette interprétation s'accorde avec celle proposée par L. Glangeaud (1954) dans le cadre d'ensemble de la « province pétrographique kabylienne ».

TROISIÈME PARTIE
ÉTUDE STRUCTURALE

On ne trouvera pas, dans cette troisième partie, le compte rendu des innombrables observations d'ordre structural qui mériteraient d'être rapportées. Une telle énumération eut été sans attrait. Elle aurait au surplus surchargé cet ouvrage.

Nous nous sommes efforcé de donner une image d'ensemble de la tectonique de l'W de la chaîne numidique au moyen du plus grand nombre possible de cartes et de coupes sérieées. Les unes traduisent nos observations de terrain, les autres les interprètent. Notre texte n'en constituera qu'un rapide commentaire.

Le cadre structural des régions littorales de la Berbérie est actuellement fixé, depuis quelques lustres, grâce aux travaux de synthèse de P. Fallot et de L. Glangeaud. Il n'en reste pas moins que, dans le cadre régional que nous nous sommes assigné, l'étude structurale avait été presque totalement délaissée. Ce fait expliquera l'inutilité d'un historique général de cette question : les remarques d'ordre tectonique de nos prédécesseurs seront évoquées au cours de chaque paragraphe.

Entre les méridiens de Bougie et de Bône, on peut diviser le Nord-Constantinois en trois parties essentielles. Au N, les massifs anciens et singulièrement celui de Petite Kabylie : la *zone kabyle*. Au milieu, la région intensément disloquée qui englobe les Babors, l'W, le centre et l'E de la chaîne numidique : on peut la désigner sous le nom de *zone sous-kabyle*. Au S, la région, de tectonique plus calme, où affleurent essentiellement Crétacé supérieur et Tertiaire : la *zone tellienne*.

Le massif ancien chevauche la zone sous-kabyle entre Texenna et la hauteur du Dj. Sidi-Dris. A l'E de ce dernier, la bordure méridionale du socle paléozoïque est débitée en écaillés : cette structure y rend assez floue la limitation du massif primaire d'avec la chaîne numidique.

La partie centrale de cette dernière, entre Sidi-Dris et Dj. Sesnou, mérite bien l'appellation de « chaîne calcaire » : son histoire paléogéographique, d'une part, son style structural, de l'autre, l'apparentent étroitement au type choisi d'une telle « chaîne calcaire », le Djurdjura.

La zone sous-kabyle, largement étalée à l'W (Babors), est réduite vers l'E à une bande de plus en plus étroite, pour se développer à nouveau dans l'élément le plus oriental de la chaîne numidique, le chaînon Hahouner-Debar, et à ses abords septentrionaux.

La séparation de la zone sous-kabyle et de la zone tellienne plus méridionale peut être basée sur l'existence de grandes cassures, se relayant latéralement, dont l'âge et le style sont très variés selon les tronçons, au moins sous leur image actuelle qui résulte d'une superposition de jeux nombreux. Prolongement éventuel des accidents en coulisse du S des Babors, on trouve ainsi le « pli » pincé du Dj. Srir, le chevauchement de Sidi-Merouane, le réseau d'écaillés et de fractures du bord sud de la chaîne numidique centrale et orientale, depuis le cours de l'O. el-Kebir d'El Milia jusqu'au Dj. Debar, par le Meïd-Aïcha (flanc sud) et la zone du col d'El-Kantour.

Au S de cette succession d'accidents, on rencontre enfin les structures relativement simples des monts du Ferdjiousa, à l'W, du bassin de Constantine, à l'E.

Notre exposé comprendra trois parties. La première aura pour objet la tectonique paléozoïque et les orogénèses d'âge crétacé. La deuxième, la plus importante, décrira les effets de la tectonique majeure tertiaire, résultante de la superposition de plusieurs phases élémentaires. La dernière partie traitera des mouvements post-burdigaliens.

CHAPITRE XVI

PHASES TECTONIQUES PALÉOZOÏQUES ET MÉSOZOÏQUES

Nous parlerons d'abord des mouvements d'âge paléozoïque, dont on sait encore peu de choses, puis de la tectonique des temps secondaires, en particulier des importantes phases crétacées.

1. — MOUVEMENTS PALÉOZOÏQUES

Cet exposé aura pour but, en premier lieu, d'établir la part éventuelle de chacune des phases tectoniques primaires dans la structure de notre région. Nous énumérerons ensuite les accidents dont l'âge paléozoïque est possible (fig. 83), sans que l'on puisse les rapporter à telle ou telle orogénèse. Cela nous amènera, avant de conclure, à brosser un tableau rapide de la tectonique paléozoïque dans le domaine kabylo-rifain.

A. Les effets des phases tectoniques primaires

1. Notre ignorance d'éventuels *mouvements précambriens* reste totale. Nous n'avons, en effet, rencontré ni conglomérat ni discordance permettant de penser que le Précambrien affleure en Petite Kabylie. Le niveau détritique et la discordance que F. Ehrmann (1924) avait cru distinguer vers la base de la série métamorphique des Beni-Afeur, et qui l'avaient fait conclure à l'existence de « mouvements huroniens », n'existent pas.

2. On possède par contre des indices de *mouvements calédoniens* : indices indirects qui s'appuient sur la présence de venues éruptives d'âge ordovicien (?) et sur le développement du métamorphisme général immédiatement avant le Gothlandien ; indice direct, l'existence à la base du Llandovery, aux Beni-Afeur, d'une discordance importante précédée d'une phase d'érosion.

Ces mouvements calédoniens ont pu être relativement intenses, bien que l'on n'en voit que des plis à grand rayon de courbure, ayant tout de même entraîné, aux Beni-Afeur, le déblaiement local de 1 à 2 km de micaschistes : le Gothlandien arrive de la sorte à reposer sur les gneiss (fig. 20).

Dans l'E de la chaîne numidique, le Primaire non métamorphique, attribué avec doute au Gothlandien, surmonte, peut-être en légère discordance, le Cristallophyllien, dont il remanie les constituants dans une épaisse assise conglomératique.

Il semble possible de préciser, aux Beni-Afeur, de quel stade de l'orogénèse calédonienne il s'agit. A nos yeux, en effet, les formations métamorphisées comprennent du Cambrien et de l'Ordovicien.

Si l'on admet, comme nous l'avons fait, l'unité du système cristallophyllien des Kabylies, on doit tirer argument de la découverte de faunes de l'Ordovicien moyen et de l'Ordovicien supérieur dans le complexe épimétamorphique de Grande Kabylie (BARBIER et TERMIER, 1948 a et b). De ce fait, la tectonique, qui a dû suivre de près ou accompagner le développement du métamorphisme, serait immédiatement anté-gothlandienne. Elle entrerait parfaitement dans le cadre de la *phase taconique*.

TECTONIQUE ANTÉ-TERTIAIRE

Phases paléozoïques

× Synclinaux ↗ Anticlinaux ∅ Filons

— Faïlles (voir numérotation dans le texte)

Phase anté-néocomienne

①, ②, ... voir numérotation dans le texte

Phase anté-sénonienne

①, ②, ... voir numérotation dans le texte

== Orientation apparente des plis et des cordillères

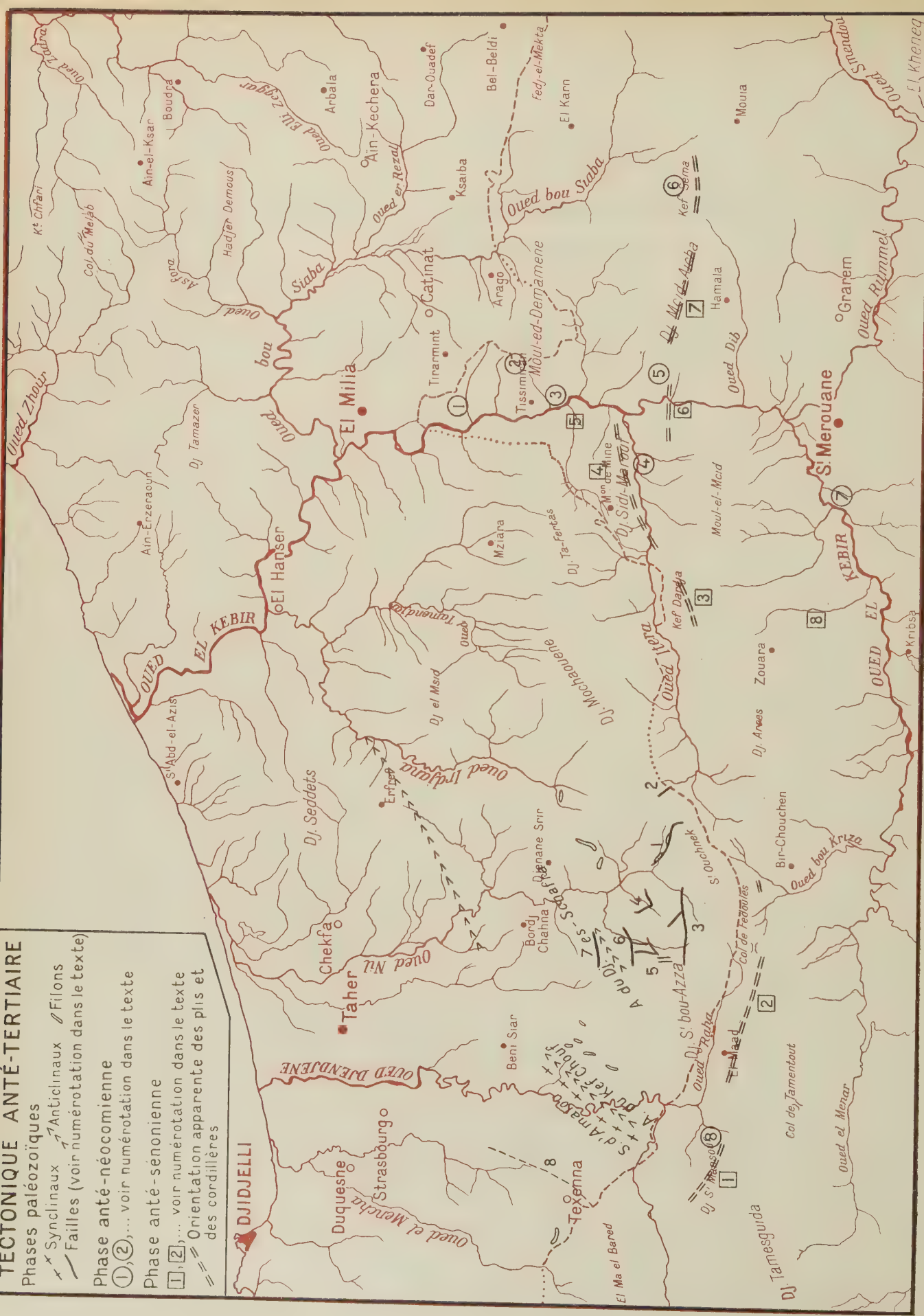


Fig. 83. — Traits régionaux de la tectonique paléozoïque et mésozoïque.

Cette phase de l'orogénèse calédonienne n'est pas très classique dans les domaines méditerranéens. On lui attribue toutefois des plissements notables dans l'W de la Montagne Noire (THORAL, 1942 b; GÈZE, 1949), tandis que, dans le domaine pyrénéen, elle serait responsable, au Caradoc, de « décharges conglomératiques concordant à leur substratum » (DESTOMBES, 1953 a).

A la suite d'une excursion dans notre région, lors du Congrès d'Alger, F. Lotze (1953) a proposé d'assimiler la totalité des formations métamorphisées de Petite Kabylie à du Cambrien inférieur et moyen. Cela permet à cet auteur d'affirmer, pour des raisons purement théoriques, que la *phase sarde*, à l'aube de l'Ordovicien, est responsable des structures anté-gothlandiennes des Beni-Afeur. Les arguments développés plus haut ne s'accordent guère avec une semblable hypothèse.

Il n'est pas inutile de rappeler que cette phase sarde, si importante dans la proche Sardaigne, et dont les effets se retrouveraient dans les monts de Tolède et la Sierra Morena (Cf. LOTZE, 1953), ne paraît pas avoir joué de rôle notable dans le bourrelet kabylo-rifain. En tout cas, en Petite Kabylie, aucun niveau de poudingues ni aucune discordance au sein de la série métamorphique ne peuvent lui être rapportés.

En l'absence d'affleurements dévoniens, on ne peut dire si la *phase ardennaise*, qui achève le cycle calédonien, a imprimé son influence sur la Petite Kabylie, comme elle l'a fait en Oranie et dans le Maroc central.

3. Quelle valeur assigner aux *phases tectoniques hercyniennes* dans le Nord-Constantinois? On ne le sait absolument pas, en l'absence de Carbonifère et probablement aussi de Permien.

Tout au plus constate-t-on que le Trias est partiellement formé par des débris de terrains métamorphiques. Par analogie avec la Grande Kabylie, on peut penser que cette érosion est en rapport, comme c'est le cas en Europe, avec des mouvements hercyniens tardifs.

Nulle part dans notre zone d'études, les rapports du Cristallophyllien et du Trias n'ont pu être analysés. Il nous est donc interdit de faire la part de l'orogénie et de l'épirogénie dans ces derniers phénomènes.

Le fait que l'Oligocène est souvent à peine discordant sur le Cristallophyllien laisse d'ailleurs croire au peu d'acuité de l'orogénèse hercynienne sur le bâti kabyle, comme d'ailleurs à celle des autres phases, antérieures et postérieures.

B. Accidents tectoniques d'âge primaire possible

Des filons lardant le massif ancien, des fractures d'un style particulier, des plis probablement anté-tertiaires peuvent permettre de définir les linéaments des anciennes orogénies (fig. 83).

1. LES FILONS : La plupart d'entre eux (roches granitoïdes liées à la migmatisation, quartz de fin de cycle métamorphique, roches basiques d'âge mal déterminé) sont interstratifiés et ne peuvent nous donner aucun renseignement. Il n'en est pas de même de ceux qui traversent plus ou moins verticalement la série cristallophyllienne.

Malheureusement ceux-ci sont rares et souvent courts. Il semble cependant que les orientations E-W et N-S (celle-ci avec des variations sensibles vers l'E ou vers l'W) soient dominantes. Ces axes seraient en rapport avec l'orogénèse calédonienne (liaison avec le métamorphisme général ou avec le volcanisme).

2. LES FRACTURES : En ce qui concerne l'ensemble des cassures post-oligocènes qui accidentent le socle kabyle, on peut se demander s'il ne s'agit pas de fractures beaucoup plus anciennes, ayant joué tardivement.

L'antériorité de certaines cassures par rapport à la tectonique oligocène est en tout cas probable. La plupart de ces dernières ont été décelées au revers oriental du Dj. Sidi-bou-Azza (pl. 1). Nous allons citer les principales. On ne peut tirer de leur importance respective une idée valable sur le sens dominant de poussée.

La faille de l'Oued Mensa est un accident grossièrement E-W mais extrêmement zigzagant, situé au N de Sidi-Ouchnek. Deux filons de dolérite se placent exactement sur son tracé (fig. 84) : un tel fait ne saurait être fortuit.

Nous avons admis, pour des raisons purement pétrographiques et de valeur discutable, que ces filons subverticaux de dolérite avaient subi l'empreinte du métamorphisme. Comme d'autre part la faille de l'O. Mensa est évidemment postérieure à ce dernier, il faudrait admettre les stades suivants : a) formation de la cassure; b) injection de celle-ci par les dolérites; c) métamorphisme régional; d) rejeu de la faille.

Mais on ne peut exclure que les roches vertes soient en réalité post-métamorphiques, ce qui simplifierait la question.

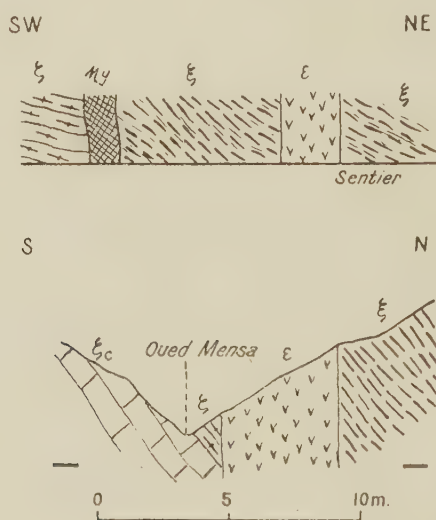


FIG. 84. — La fracture de l'Oued Mensa.
ξ, gneiss; ξc, cipolins; ξ, micaschistes; ε, diabases.

La faille de l'O. Mensa sépare gneiss œillés et cipolins, au S, de schistes sériciteux, au N. Sa longueur n'atteint pas 3 km. La lèvre sud a tendance à chevaucher légèrement la lèvre nord, abaissée d'environ 500 m à la partie moyenne de l'accident (pl. 5, coupe 13), ce rejet s'atténuant rapidement vers les extrémités.

La faille de l'Aïn-el-Melharh, dirigée NW-SE, paraît relayer la précédente vers l'E. Ici encore la lèvre nord, en phyllades, est abaissée par rapport aux gneiss œillés de la lèvre sud. On doit souligner que cet accident, très court (moins de 1 km), bute au S contre le contact anormal d'âge nummulitique qui limite au S le massif kabyle, et semble donc être antérieur au chevauchement bordier.

La faille du Dj. es-Smaa, grossièrement E-W et légèrement zigzagante, paraît elle aussi relayer, mais vers l'W, la fracture de l'O. Mensa. L'intensité et le sens du rejet en sont analogues. La faille du Dj. es-Smaa a environ 4 km de longueur.

Le chevauchement de la Mechtat el-Mtoussa est une sorte de petite écaille faisant réapparaître le complexe gneissique sur une très courte distance (moins de 500 m) en plein milieu de la large zone synclinale, en phyllades, des Oulad-Saada. La surface de contact anormal plonge de 20° à 30° vers le S (pl. 5, coupe 12) : elle se suit très nettement sur le terrain. On peut voir dans cet accident un simple bombement du socle gneissique dont la couverture schisteuse se serait localement désolidarisée.

Le réseau de fractures de l'O. Aïdala, un peu plus à l'W, comporte des petites cassures de direction quelconque. Les unes, dirigées grossièrement N-S, sont de véritables contacts anormaux, zigzagants et inclinés dans des sens variés. Les autres, d'orientation à peu près orthogonale, constituent de simples failles de tassement.

La faille au SW d'Aftis, rigoureusement E-W, abaisse apparemment de plus de 500 m le compartiment sud (en gneiss) par rapport aux cipolins de la lèvre nord. Sa longueur n'atteint pas 2 km.

La cassure de l'O. Zitout, parallèle à la précédente, limite au NE le bombement gneissique du Sidi-bou-Azza. Sa lèvre septentrionale, en micaschistes, semble avoir, en quelque sorte, glissé le long d'une surface très inclinée au N, sur les gneiss de la lèvre méridionale (pl. 5, fig. 10). Cette cassure se prolonge à l'W par une forte flexure, probablement anté-oligocène, puis par une faille verticale qui, elle, a joué après le Nummulitique.

La fracture SW-NE de Texenna, décrochement tertiaire qui sera étudié plus loin (fig. 90 et 91), ne nous semble explicable que s'il se moule sur un accident ancien. Celui-ci rendrait compte, en outre, de bien des anomalies que l'on constate entre Texenna et Strasbourg.

3. LES PLISSEMENTS d'âge paléozoïque sont plus difficiles à mettre en évidence. Précisons immédiatement que les loupes gneissiques entre Sidi-bou-Azza et Sidi-Ouchnek, du Dj. Frouur, du N du Sidi-Marouf et de la région de Fedj-el-Mekta sont, pour autant qu'il paraisse, liées à la tectonique nummulitique.

Les larges plis N-S ou NE-SW auxquels participe l'Oligocène sont exclusivement localisés dans le massif ancien, à l'exclusion des zones plus méridionales. Ils peuvent avoir été ébauchés au Paléozoïque. Mais ceci reste du domaine de l'hypothèse.

Nous avons toutefois relevé quelques plis dans le Cristallophyllien, tous orientés NE-SW, qui ne semblent pas avoir joué après l'Oligocène et qui, d'autre part, paraissent tout à fait indépendants de l'orogénèse nummulitique.

C'est d'une part *le synclinal de la Mechtat Amalou* et *l'anticlinal du Kef Chouf*, qui lui fait suite à l'E. Ces deux plis, dirigés N-30° E, sont traversés en légère oblique par le cours inférieur de l'O. Djendjene, en aval de la Zaouïa.

La remontée occidentale du synclinal est souvent assez rapide. Son bord oriental arrive parfois à être vertical, voire légèrement renversé, à hauteur du Kef Chouf. Ceci indique des plissements assez violents. Néanmoins, vers le S, à l'approche du pli couché E-W, d'âge anté-numidien, qui s'est développé à la bordure du massif ancien, le synclinal de la M^{at} Amalou et l'anticlinal du Kef Chouf s'évasent rapidement : ils ne possèdent même plus la moindre individualité sur la crête du Dj. Tabellout.

Tout se passe comme si le plissement E-W en se superposant à ces deux plis N-30° E, antérieurs à lui, les avait en quelque sorte localement déplissés.

L'anticlinal du Dj. es-Schafra (alias Chefra), d'axe mal défini quoique grossièrement parallèle à celui du synclinal de la M^{at} Amalou, détermine, au NE du massif du Sidi-bou-Azza, l'enfoncement des gneiss en coin au milieu des phyllades.

Précisons que la cassure E-W de l'O. Zitout, examinée plus haut, semble posséder un rapport génétique étroit avec l'anticlinal du Dj. es-Schafra.

C. Essai sur la tectonique paléozoïque des Kabylies

Le massif paléozoïque du Rif (et son annexe des Bokoya) est encore peu connu (FALLOT, 1937). On possède seulement quelques indices, assez problématiques, de légers plissements calédoniens : discordance (?) de la Hafa Kaiatz, petites lentilles de poudingues à galets de quartz, intercalées dans la série primaire. Le « Permo-Trias », partiellement conglomératique, repose au surplus en légère discordance sur le Cristallophyllien, ce qui peut faire penser à de faibles mouvements hercyniens. Des cartes publiées ne ressort, en tout cas, aucune ligne directrice des plissements primaires.

Le lambeau du Chénoua, près de Cherchel, est extrêmement exigü. Dans les schistes anciens de l'îlot Berinshel, on a signalé (GLANGEAUD et BRIVES, 1928) des poudingues à galets de quartz. De plus, les grès « permien » (Trias?) reposeraient en légère discordance, « semble-t-il » (LAMBERT et FLANDRIN, 1942), sur diverses formations attribuées au Dévonien.

Le massif d'Alger présente, d'après L. Glangeaud (1932), une série de plis aigus déversés vers le N. Ces plis peuvent dégénérer en véritables écailles, jalonnées par de puissantes mylonites. Le style de ces accidents se retrouve dans le promontoire de Sidi-Ferruch, où nous avons pu observer, en 1944, des niveaux de brèches tectoniques marquant la base de petites écailles apparemment poussées vers le N.

Ces accidents ne sont pas encore datés. Il est permis, comme l'a fait L. Glangeaud, de les attribuer à une phase paléozoïque.

Le massif ancien de Grande Kabylie (avec ses annexes diverses) permet, grâce à son étendue, des observations plus objectives.

Toutefois, les rapports entre le Gothlandien d'Ihamziène, le « Dévonien » de Palestro, le Carbonifère du Djurdjura d'une part, et de l'autre la série métamorphique anté-gothlandienne, ne sont pas encore précisés ou semblent impliquer une concordance apparente.

De minces passées de poudingues à galets de quartz ont été signalées dans les phyllades de la région des Khachna (S de Ménerville) : elles marqueraient parfois, selon Ficheur (1891), la base d'une série discordante, alors que, pour A. Lambert (1945), elles formeraient un niveau-repère au sein même du complexe métamorphique anté-dévonien.

Les poudingues à petits galets de quartz du Carbonifère du Djurdjura (comparables à ceux du Culm des Corbières) et les conglomérats rouges du « Permo-Trias » de la même zone (FLANDRIN, 1952) traduisent probablement l'existence de mouvements hercyniens. La discordance du « Permo-Trias » sur les schistes cristallins, au S de la Grande Kabylie et surtout sur le Siluro-« Dévonien » de la région de Palestro (LAMBERT, 1945) militent dans le même sens.

La série cristallophyllienne de Grande Kabylie est parfois intensément plissée, les directions dominantes étant E-W. Il est possible que certains de ces plis, en bordure du Djurdjura, soient dus à des phases tertiaires dont ils semblent d'ailleurs posséder le style. Par contre, plus au N, d'autres accidents de même orientation paraissent ne se prolonger ni à l'E ni à l'W dans le Nummulitique environnant : on pourrait les attribuer à des phases paléozoïques.

C'est ainsi qu'entre Mirabeau et Dra-el-Mizan, comme aussi dans la région de Fort-National, les coupes de J. Thiébaud (1951, p. 37, 42 et 50) semblent impliquer l'existence de synclinaux aigus, à fond de phyllades, écrasés et chevauchés sur leur bord méridional par de larges anticlinaux à noyau gneissique. Ces structures isoclinales rappellent, comme J. Thiébaud l'a déjà noté, celles du massif d'Alger.

Le massif ancien de Petite Kabylie est moins riche en documents que le précédent. Jusqu'à présent aucun niveau conglomératique n'a été trouvé dans les schistes cristallins¹. Par contre, aux Beni-Afeur et probablement aussi au S de Philippeville, existent des indices de mouvements calédoniens.

Nous avons, d'autre part, énuméré les quelques fractures et plis qui, dans notre zone d'études, paraissent relever de phases paléozoïques. Dans le reste du massif, les cartes publiées ne permettent pas de séparer ce qui revient éventuellement à la tectonique primaire dans la genèse des plis, orientés

1. Le poudingue local du Moul-ed-Demamene, que nous avons cru (1952 d, p. 15) interstratifié dans le Cristalloyphyllien, lui est en réalité postérieur (p. 154).

surtout SW-NE (ou SSW-NNE). Il est d'ailleurs évident que les mouvements post-oligocènes l'emportent certainement en importance.

Les indices d'orogénèses anciennes signalés par L. Joleaud (1912) dans la région de Philippeville et dans l'Edough n'ont, semble-t-il, aucune valeur probante.

D. Conclusions

L'ère primaire n'a pas vu, dans le Nord-Constantinois, de bouleversements structuraux très considérables. Le métamorphisme général, qui date de la fin de l'Ordovicien, a affecté une masse sédimentaire tout au plus gauchie par les mouvements calédoniens précoces.

La phase anté-gothlandienne (taconique) a entraîné le plissement léger et l'émersion de certaines zones. L'érosion qui en a résulté explique la présence de poudingues ou de couches à galets à la base du Gothlandien. Il est évidemment tentant de rapporter à ce même épisode certains conglomérats connus dans les amygdales kabyles plus occidentales.

On ne peut faire la part des phases calédoniennes et hercyniennes dans la genèse des accidents d'âge vraisemblablement paléozoïque que nous avons décrits dans le SW de la Petite Kabylie : plis NE-SW d'une part, fractures E-W de l'autre. Ces dernières montrent parfois un chevauchement apparent de la lèvre sud par dessus la lèvre nord. Ce style pourrait constituer un homologue fort réduit de celui qui a été décrit dans le massif d'Alger et en Grande Kabylie.

Enfin, et bien qu'on n'en possède pas de preuve formelle, un mouvement épirogénique (?) assez général a précédé le dépôt des grès et poudingues triasiques. On ne peut malheureusement pas encore préciser son importance.

Ce que nous venons de dire au sujet des Kabyliques s'accorde assez bien avec les faits établis dans la zone bético-rifaine. Comme l'a affirmé déjà P. Fallot, ce long bourrelet liminaire africain, faiblement affecté par les orogénèses paléozoïques, s'oppose ainsi nettement au domaine ibérique, où s'observent de larges plis et dislocations d'orientation surtout armoricaine, et au domaine atlasique du Maroc, où les mouvements d'âge carbonifère ont joué un rôle important.

2. — MOUVEMENTS MÉSOZOÏQUES

Trias et Jurassique ont été, dans le Nord-Constantinois, des périodes de calme orogénique. On peut néanmoins voir, dans le jeu des transgressions et des régressions, dans des lacunes locales de sédimentation et dans certaines passées détritiques, le reflet atténué des jeux tectoniques dont on a prouvé l'existence à certaines époques du Jurassique en d'autres secteurs de la Berbérie.

Faisant suite à ces périodes calmes, une importante phase orogénique a marqué l'aurore des temps crétacés. C'est à partir de ce moment qu'apparaît avec netteté, dans la Berbérie littorale, le modelé E-W des zones paléogéographiques.

Un deuxième paroxysme orogénique se place immédiatement avant le Sénonien. Précédée dès le Cénomani de mouvements mineurs, que l'on décèle grâce à des passées conglomératiques, cette phase s'est perpétuée, selon les secteurs, plus ou moins tard dans le Crétacé supérieur.

A. LA PHASE ANTÉ-NÉOCOMIENNE

L'existence d'une importante phase orogénique vers la limite du Jurassique et du Crétacé est incontestable dans le Nord-Constantinois. Après avoir rappelé les faits principaux qui l'illustrent, nous essayerons de décrire ses caractères généraux avant de la situer dans le cadre méditerranéen.

1. — Les faits

La phase orogénique anté-néocomienne n'a pas eu les mêmes effets au N, au voisinage du massif kabyle, et au S, dans la chaîne numidique proprement dite (fig. 83).

AU N, le Flysch crétacé inférieur repose transgressivement sur le Cristallophyllien : sur les gneiss au NE de Texenna, sur les micaschistes au N du Kef Dardja. L'incontestable discordance qui existe à sa base n'est, semble-t-il, pas très considérable. Elle peut être d'ailleurs attribuée à des mouvements paléozoïques plutôt qu'à la phase anté-néocomienne. Il est en tout cas certain que celle-ci est responsable du notable exhaussement du massif ancien, dont l'érosion va donner lieu, à sa marge méridionale, aux puissants dépôts du Flysch.

PLUS AU S, dans la chaîne numidique (s.s.), la discordance du Néocomien sur divers termes du Jurassique ou du Trias est quelquefois visible à l'œil, mais elle est en général seulement cartographique. Des conglomérats situés soit à la base, soit dans les premiers niveaux du Crétacé, soulignent cette phase tectonique. Rappelons les faits principaux (voir partie stratigraphique).

a) Dans la partie nord de l'écaille moyenne du Moul-ed-Demamene (écaille de Tissimiran), le Valanginien (s.s.) repose directement, mais en concordance presque parfaite, sur des niveaux assez bas du Malm : calcaires à silex blonds du Dogger-Malm inférieur ou radiolarites de l'Argovien (?). Ce Néocomien montre de petits lits détritiques.

b) Dans la partie sud de la même écaille, l'Hauterivien supérieur-Barrémien surmonte le Lias supérieur-Dogger, dont le séparent, tantôt des lentilles conglomératiques (S de la cote 827), tantôt des marnes à galets (Bou-Djoudoun).

c) Dans l'écaille inférieure du même massif (écaille des Kefs), le Berriasien à *Calpionella* est superposé à divers termes du Lias inférieur (partie haute) ou au Lias moyen. La transgression crétacée est marquée parfois par des ravinements du Lias et par des poudingues (Dra-di-Mira), parfois par des marnes à galets passant à des conglomérats (N du Kef bou-Rhaleb). Quelquefois aussi, Lias et Néocomien sont en concordance apparente (N du Kef Sassenene).

d) Dans l'anticlinal de l'O. Itera, qui appartient à l'autochtone plus méridional, le Néocomien repose, tantôt sur les calcaires de l'extrême base du Lias, tantôt sur les grès et schistes du Trias supérieur. La discordance, bien visible, est soulignée, à la base du Néocomien (couches à *Calpionella*) comme aussi un peu plus haut, par des passées conglomératiques à petits éléments.

e) Dans le rocher des Beni-Haroun, plus au SE, sous les conglomérats santoniens, des marnes, qui peuvent appartenir au Crétacé inférieur et moyen, reposent sur le Trias supérieur (fig. 133) alors que le Lias, très épais, existe immédiatement au N de là. Nous reviendrons plus loin sur cette question.

f) Au Kef Sema, la présence éventuelle de Crétacé moyen en discordance sur le Lias laisse aussi croire que la phase orogénique anté-sénonienne a pu être précédée de mouvements d'âge crétacé inférieur.

g) A l'W de Sidi-Merouane (Koudiat-el-Hamra), le Néocomien repose en nette discordance sur le Lias, profondément raviné.

h) Au SE de Texenna, au Kef bou-Hanni, le Crétacé inférieur, dont on ignore le substratum (Lias?), admet une importante masse de conglomérats.

Ainsi, dans la plupart des massifs jurassiques, une nette discordance semble séparer le Crétacé de son substratum. Cependant, en deux secteurs, le Néocomien paraît reposer normalement sur le Tithonique, sans qu'il y ait trace de discordance entre eux :

a) Au flanc sud du Sidi-Marouf, le Berriasien probable fait suite au Tithonique, en parfaite continuité.

b) Dans l'unité supérieure du Moul-ed-Demamene (nappe), la découverte de microfaunes à cachet berriasien laisse croire que cet étage se trouve en continuité avec le Tithonique.

En ces deux secteurs, par suite d'écaillages, précisément au niveau du Berriasien, on ignore quels étaient les termes plus élevés de la série stratigraphique.

2. — Caractères de la phase anté-néocomienne

L'âge des mouvements ne peut être précisé sans restrictions, si tant est d'ailleurs qu'on soit en droit d'identifier un paroxysme unique. Il est évidemment antérieur aux couches transgressives, dont l'âge au plus berriasien paraît certain dans l'écaille des Kefs et dans le pli de l'O. Itera. On a constaté unanimement jusqu'à présent (et nous avons vérifié le fait à plusieurs reprises) que le genre *Calpionella* LORENTZ *emend.* COLOM 1948, parfaitement défini, n'atteint pas le Valanginien (s.s.) alors qu'il est abondamment représenté au Tithonique et au Berriasien. Or, dans les deux secteurs précités, des Calpionelles de ce genre, certainement non remaniées, existent à la base des couches transgressives.

Du fait que du Berriasien est d'autre part concordant avec le Tithonique du Sidi-Marouf, on pourrait croire que la phase tectonique est intraberriasienne. Mais il est loin d'être exclu qu'elle soit en réalité du Tithonique même : cet étage, en bordure immédiate des amygdales kabyles, revêt déjà un faciès schisto-gréseux identique à celui du Néocomien qui le suit en continuité parfaite.

La solution à ce problème précis sera peut-être trouvée dans les Babors, où la phase anté-néocomienne a joué avec vigueur.

Les axes de ce plissement sont difficiles à définir. Du peu que l'on voit dans l'écaille des Kefs et dans le bas Oued Itera ressort l'impression que ces axes étaient dirigés grossièrement E-W. Selon F. Ehrmann (1921 a), il en serait de même plus à l'W, dans les Babors.

L'importance des mouvements et leur allure exacte ne peuvent pas être précisées au vu de si petits et si rares affleurements. Il est toutefois permis d'affirmer que cette phase a été accompagnée d'une très puissante érosion.

On en trouve un exemple frappant dans la région du Sidi-Marouf (fig. 130). Au flanc méridional de ce pli, le Berriasien fait suite au Tithonique, bien caractérisé. A quelque 500 m au SE de là, dans l'anticlinal de l'O. Itera, le Berriasien arrive à reposer transgressivement sur le Lias tout à fait basal, voire sur le Trias schisto-gréseux.

Si l'on admet que la série jurassique de cette zone avait partout une épaisseur de l'ordre de 1.000 m (comme c'est le cas au Marouf), cela suppose l'enlèvement de ces 1.000 m de sédiments au niveau de l'O. Itera. En déroulant les plis du Marouf et de l'O. Itera, on peut évaluer la distance originelle qui séparait les deux zones (Berriasien sur Tithonique, d'une part, Berriasien sur Trias, de l'autre) tout au plus à 2 ou 3 km. La discordance du Néocomien sur son substratum aurait ainsi une valeur *moyenne* de 20° au minimum.

L'érosion anté-néocomienne a donc certainement enlevé un énorme cubage de matériaux, principalement jurassiques. Ces derniers se trouvent peut-être, à l'heure actuelle, sous le Sénonien des aires synclinales, hypothèse que rien ne vient encore contrôler. Cela reviendrait à admettre que l'orogénèse anté-néocomienne n'a vraiment produit d'effets violents que le long de sortes de cordillères, ayant d'ailleurs joué le même rôle tectonique au cours des phases ultérieures.

Toutefois, plus près de la bordure du massif ancien, la phase orogénique anté-néocomienne paraît avoir été moins brutale. L'examen de l'écaille moyenne du Moul-ed-Demamene semble indiquer qu'il y eût là, à l'aurore du Crétacé, un bombement à assez grand rayon de courbure, suivi d'une érosion mettant au jour des niveaux de plus en plus anciens vers le S.

On serait ainsi conduit à admettre que le massif ancien était une zone tectoniquement calme¹

1. On peut faire la même constatation dans le Djurdjura. Le Néocomien qui a été reconnu dans les chaînons septentrionaux y reposerait en parfaite continuité sur le Tithonique (FLANDRIN, 1952; FLANDRIN, ..., 1954). Toutefois, A. Lambert (1945 b) a justement insisté sur le caractère transgressif de ce dernier étage et l'a mis en rapport avec des mouvements immédiatement antérieurs, qui se confondent peut-être avec ceux que nous venons de décrire plus à l'E.

à cette époque. Il se serait seulement surélevé en bloc par rapport aux zones plus méridionales. L'existence et la localisation du Flysch tithonique-berriasien amène aux mêmes conclusions.

Cela ressort aussi bien du petit nombre de faits actuellement connus dans l'E de la chaîne numidique, à la bordure sud-est de la Petite Kabylie, tant au Kef Sebgoud qu'au Koudiat bou-Ferka, où le Néocomien semble presque concordant sur son substratum jurassique.

3. — Mouvements infracrétacés au S de la Méditerranée

L'extension de la zone orogénique infracrétacée dépasse les bornes de notre étude. Dans le prolongement occidental de la chaîne numidique (Kabylie des Babors et chaînon Gouraya-Arbalou), F. Ehrmann (1921 a) a depuis longtemps mis en lumière la discordance du Néocomien sur n'importe quelles assises mésozoïques plus anciennes et la présence de conglomérats à divers niveaux du Crétacé inférieur. Ces mouvements anté-néocomiens (ou intra-néocomiens) ont été confirmés par A. Lambert (1949 notamment) dans l'E des Babors et par L. Duplan (1952 a) dans la région de Bougie (où le Tithonique lui-même serait localement discordant sur les assises antérieures).

Ainsi la phase orogénique du Crétacé basal s'est traduite, sur près de 100 km de l'W à l'E, par la formation de cordillères que sont venues battre et démanteler les mers du Crétacé inférieur.

Il ne semble pas que, dans le reste de la Méditerranée occidentale, cette phase ait eu des effets aussi importants que dans le NW du Constantinois.

Les faits suivants méritent malgré tout d'être rappelés :

a) Des indices d'émersion (?) post-jurassiques et anté-valanginiens ont été signalés dans le N des *monts du Hodna* (GLAÇON, 1952, p. 75). Mais la discordance infra-valanginienne décrite jadis au Bou-Taleb (SAVORNIN, 1920, p. 198) a été récemment niée (BERTRANEU, 1952, p. 21-23).

b) A la bordure sud des massifs kabyles, au Bou-Zegza comme au Chénoua, il existe des lambeaux de Néocomien conglomératique (GLANGEAUD, 1932, p. 135-136) remaniant le Jurassique. Ailleurs dans cette zone de la « chaîne calcaire », le Tithonique lui-même, souvent passablement détritique, arriverait à reposer sur le Lias inférieur (LAMBERT, 1945 b).

c) Dans le Rif, un intéressant indice est fourni, à la marge externe de la Dorsale calcaire, par la présence à l'Uta-el-Melaaïb (FALLOT, 1937, p. 385) d'un banc de poudingues avoisinant un lit marneux à *Neocomites gr. neocomiensis*, directement superposé à des calcaires du Lias moyen (?).

Il n'est pas exclu non plus que les poudingues « post-liasiques » de Xauen et de Xerafat (FALLOT, 1937, p. 376) soient aussi néocomiens.

D'autre part, à la partie méridionale du Rif oriental, J. Marçais (in CHOUBERT et MARÇAIS, 1952, p. 69) mentionne une phase orogénique au Jurassique terminal-Crétacé inférieur, faible mais certaine, au moins dans les zones orientales ainsi qu'au N de Taïnest (N de Taza).

d) Dans le domaine des Alpides espagnoles, les mouvements « cimmériens » qui, dans le Prébétique, auraient rendu compte de la superposition directe du Néocomien au Trias (BRINKMANN et GALLWITZ, 1933) ont été, depuis, niés par P. Fallot (1944, p. 85-87) qui considère ces contacts comme mécaniques.

Par contre, ce dernier auteur, s'appuyant sur les observations de M. Blumenthal, pense qu'à la marge externe du Bétique de Malaga, des « cordillères embryonnaires » expliquent la transgression du Néocomien sur le Paléozoïque (Veredón, Casarabonela) et la présence de niveaux gréseux et glauconieux dans le Néocomien du Pénibétique, juste au N des points cités ci-dessus.

Enfin, à Majorque, le Valanginien « néritique » de la Sierra de Levante remanierait de petits galets de calcaires à *Calpionella elliptica*, empruntés au Tithonique (COLOM, 1947, p. 80).

Il résulte de cet exposé sommaire que le NW du Constantinois (W de la chaîne numidique et Babors) a connu vers l'aurore du Crétacé une orogénèse brutale mais localisée, dont les effets dans le reste du domaine méditerranéen paraissent avoir été assez peu sensibles. On peut appliquer à cette phase tectonique le nom de « phase cimmérienne ».

B. LA PHASE ANTÉ-SÉNONIENNE

Cette phase possède une grande importance dans notre région. Après avoir examiné les faits d'observation, nous essayerons de dégager les caractères généraux de cette phase dont on connaît les répercussions, à dire vrai plus faibles, en bien d'autres points de Berbérie.

1. — Les faits

La phase tectonique anté-sénonienne (fig. 83) a eu des effets violents dans la chaîne numidique, beaucoup plus faibles en bordure du massif ancien kabyle. Il en était déjà de même pour les mouvements anté-néocomiens.

Au N, dans la bande de Flysch longeant le Paléozoïque, les marnes du Sénonien inférieur sont au contact direct du Flysch schisto-gréseux. Sauf sans doute dans la région de Texenna, il s'agit d'une succession stratigraphique normale. Nous avons précisé plus haut que le faciès flysch paraît englober Cénomaniens et Turoniens, datés seulement, il est vrai, en de bien rares secteurs : il n'y aurait donc pas de lacune de sédimentation notable sous les marnes du Sénonien inférieur. Aucune discordance n'apparaît non plus à ce niveau.

La phase anté-sénonienne paraît être en tout cas responsable du brutal changement de faciès entre les deux formations, changement qui se traduit par l'arrêt presque total des apports détritiques provenant des régions cristallophylliennes plus septentrionales jusque-là émergées. Cela donne à penser que les mouvements anté-sénoniens ont provoqué une grande transgression dont nous possédons par ailleurs, dans notre région, des preuves incontestables (p. 312).

Au S d'El Milia, dans les écaillés du Moul-ed-Demamene, on constate, à la différence des secteurs que nous avons évoqués ci-dessus, que le Sénonien revêt un faciès de Flysch schisto-gréseux, identique au Flysch crétacé moyen. Les rapports de ce Crétacé supérieur détritique et des formations plus anciennes ne sont pas encore très clairs, bien qu'une discordance entre les deux soit fort improbable.

Au S, sur l'axe de la chaîne numidique, le Sénonien est transgressif sur les formations les plus variées. Il montre à sa base et dans sa masse des passées conglomératiques d'épaisseur parfois considérable. Son substratum mésozoïque est affecté de véritables plis, qu'on est souvent fondé à attribuer à cette phase anté-sénonienne.

Nous nous bornerons ici à rappeler les faits essentiels (fig. 83), le détail des observations à caractère stratigraphique ayant été déjà exposé :

a) Au Dj. *Sidi-Mansour*, situé au SE de Texenna, le Lias se montre vivement plissé. Les marno-calcaires datés du Domérien constituent le fond de synclinaux extrêmement aigus, pincés au milieu de calcaires massifs attribués au Lias inférieur-Pliensbachien (fig. 123, coupes du haut et du milieu). Ces petits plis sont dirigés E-W dans la partie orientale du chaînon, NW-SE dans sa terminaison occidentale. Ils paraissent s'enfouir sous la couverture marneuse sénonienne, débutant parfois (NW du massif) par une épaisse carapace conglomératique.

Juste à l'W de la cluse de l'O. bou-Kerma, des conglomérats analogues, redressés ou même renversés, sont plaqués contre des calcaires subhorizontaux appartenant au Lias inférieur, sinon à l'Infralias.

A l'E du Dj. *Sidi-Mansour*, nous avons vu que les marnes sénoniennes étaient en superposition directe sur le Néocomien-Barrémien du Kef bou-Hanni et sur le Vraconien (?) du Dj. Sigmounane. La discordance du Crétacé supérieur n'est d'ailleurs nulle part évidente.

Les points isolés où des conglomérats, à galets essentiellement jurassiques, apparaissent dans le Sénonien ont été déjà spécifiés.

b) *Entre le Dj. Sidi-Mansour et le Kef Dardja*, le substratum normal du Sénonien n'apparaît pas, mais une longue bande de Trias diapir forme liaison entre ces deux massifs jurassiques. Sur une partie de son parcours, cette lame triasique a commencé à s'individualiser avant le Sénonien. A son voisinage plus ou moins immédiat, ce dernier s'enrichit en galets qui paraissent provenir du démantèlement progressif de paquets de calcaires jurassiques amenés en surface par la poussée du Trias. Nous ne reviendrons pas sur cette question, déjà abordée.

c) *Au Kef Dardja*, situé vers le centre de la région étudiée et dans le prolongement de l'accident ci-dessus, le phénomène apparaît avec une particulière clarté.

La dalle de calcaires massifs (Lias inférieur-Pliensbachien) qui constitue l'essentiel de ce relief est accidentée d'une série de coins synclinaux, en marno-calcaires domériens (?), extrêmement comprimés et souvent limités à leur bordure nord par des contacts anormaux (fig. 85). L'axe de ces petits synclinaux, assez variable, tourne autour de la direction E-W. A l'W du Dardja, ces petits plis ne semblent pas se retrouver dans le Sénonien qui, de toute évidence, repose sur les bancs liasiques redressés et montre au surplus une richesse extraordinaire en blocs calcaires de toute taille, arrachés au Dardja.

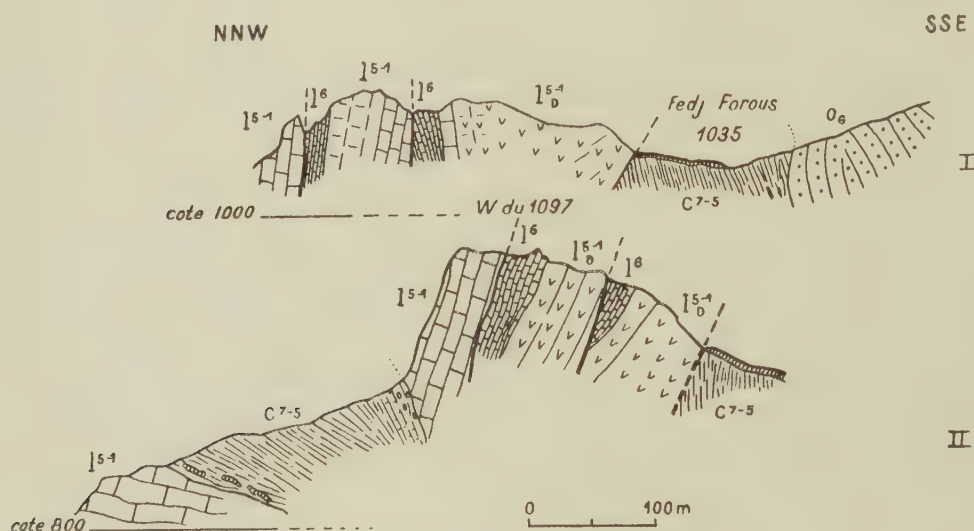


FIG. 85. — Tectonique anté-sénonienne au Kef Dardja.

15-1, Lias inf.-Pliensbachien; 16, Domérien; C7-5, Sénonien marneux ou marno-calcaire; O6, « Numidien » gréseux.

d) *Le Dj. Sidi-Marouf*, 5 km plus à l'E, est un massif jurassique déjà individualisé au Crétacé supérieur. Les marnes sénoniennes qui l'environnent reposent sur la tranche des formations les plus variées : Lias supérieur-Dogger, Malm inférieur, Kiméridgien à l'extrémité orientale du pli, Tithonique et Berriasien sur toute sa bordure sud. Il n'y a pas de doute qu'au N le Crétacé supérieur surmontait les calcaires massifs du Lias inférieur-Pliensbachien dont on retrouve d'énormes débris, interstratifiés à divers niveaux des marnes sénoniennes (fig. 55). A la pointe orientale du Sidi-Marouf, une traînée de galets, surtout jurassiques, indique avec certitude la direction E-W que possédait cette cordillère anté-sénonienne.

A peu de distance au SE du massif, l'anticlinal de l'O. Itera n'a pas joué le même rôle. La discordance du Crétacé supérieur est certes nette sur les assises antérieures (Trias supérieur, Lias inférieur, Crétacé inférieur) bien que, sur le Néocomien, elle soit assez légère. Les marnes sénoniennes ne débute d'ailleurs qu'assez rarement par de véritables poudingues de base. On ne peut pas non plus faire venir de cet anticlinal les quelques galets qui, plus au S, s'intercalent à des niveaux plus élevés du Crétacé supérieur.

e) *Au Moul-ed-Demaniene*, nous avons posé la question des rapports du Sénonien détritique et des assises

antérieures. Actuellement, nous ne pouvons fournir aucune donnée incontestable, sinon que le Crétacé supérieur paraît concordant sur son substratum.

Dans l'autochtone plus méridional, on trouve néanmoins, au S du Kef Goussane et au N de la Mat Zoumiane, des indices de tels mouvements, sous forme de galets au sein des marnes du Crétacé supérieur. En particulier, le long du bas Oued-el-Guitoun, ces dernières reposent directement sur des dolomies que l'on est en droit d'attribuer au Lias inférieur (fig. 54).

f) *Le rocher des Beni-Haroun* est, nous l'avons vu, une lame plus ou moins verticale qui montre du N au S une série continue allant du Domérien jusqu'au Trias supérieur (fig. 133).

A l'W de la cluse de l'O. el-Kebir, qui entaille ce relief, les marnes sénoniennes, affectées d'un léger plongement vers l'W, reposent sur la tranche des calcaires massifs du Lias et leur arrachent d'innombrables débris.

A l'E du fleuve, le Sénonien qui borde au N et au S le Kala-et-Touma est lui aussi vertical. Il repose au N sur le Domérien (?), au S sur le Trias supérieur. Il débute des deux côtés par d'épais conglomérats.

Tout en envisageant un éventuel jeu structural plus ancien (p. 422), il apparaît que le rocher des Beni-Haroun constituait avant le Santonien une lame subverticale probablement liée à la tectonique du Trias et nivelée par l'érosion au fur et à mesure de son ascension.

g) *Le massif du Mcid-Aïcha* témoigne lui aussi de l'importance de cette orogénèse crétacée. Le Sénonien y repose en discordance très nette sur le Trias supérieur grésoschisteux, sur le Lias inférieur-Pliensbachien et même sur le Domérien-Toarcien (S de Gasseras). Les conglomérats de base ne sont fréquents qu'à l'E : du démantèlement du Kef Sema, qui devait former une véritable cordillère, résultent d'énormes accumulations de débris.

La masse principale du Mcid-Aïcha est constituée (fig. 38) par une armature de calcaires massifs du Lias inférieur-Pliensbachien, qu'accidentent d'importants synclinaux E-W, très aigus, à fond de marno-calcaires doméro-toarciens : le principal d'entre eux avait été déjà reconnu par P. Deleau (1938 c). Une structure analogue existe au Kef Sema (fig. 61). P. Deleau pensait qu'il s'agissait là d'effets de la tectonique tertiaire, mais les coupes qu'il donne montrent les difficultés d'une telle interprétation.

Pour notre part, nous croyons que ces plis E-W, en particulier les synclinaux à fond doméro-toarcien, existaient dès avant le Sénonien. Il paraît d'ailleurs s'agir (pl. 7, coupes 27 à 31) d'une tectonique superficielle ou tout au moins locale. En effet, ces plis ne se répercutent guère dans la série grésoschisteuse du Trias supérieur qui affleure largement entre le Mcid-Aïcha proprement dit et le Kef Sema.

L'antériorité des plis au Sénonien semble évidente en deux points. D'une part, au SE de la Mat Gasseras, le synclinal de la cote 1340 est pris en oblique par la transgression des marnes du Crétacé supérieur. Ultérieurement le Sénonien a été très redressé, parfois même renversé sous le Lias du Mcid-Aïcha. De ce fait, le synclinal d'âge crétacé a été entièrement replissé : il apparaît à l'heure actuelle comme couché vers le N (pl. 7, coupe 28).

En deuxième lieu, le synclinal principal du Kef Sema est recouvert orthogonalement par les couches crétacées. On voit les calcaires à silex domériens (?), subverticaux, qui en marquent le cœur, se disloquer progressivement pour être enfin repris, en grandes dalles, dans la sédimentation crétacée.

Au S du Mcid-Aïcha, le substratum du Sénonien réapparaît près d'Hamala et au SW de la forêt des Mouïa, sous forme de marnes et marno-calcaires barrémiens. La discordance doit aussi exister : le Barrémien semble plus plissé que ne l'est le Crétacé supérieur (Coniacien à la base).

h) *La région de Sidi-Merouane* est pauvre en traces de la tectonique anté-sénonienne. Néanmoins les blocs liasiques, probablement liés à des lames de Trias, visibles au SE du douar Beïnen, ont dû se mettre partiellement en place dès le Crétacé. En effet le principal d'entre eux, le Koudiat-es-Settara (fig. 128, coupe IV), est bordé à l'E par des marnes sénoniennes chargées de galets.

Le Crétacé inférieur (Néocomien-Aptien supérieur) qui affleure à l'W de Sidi-Merouane est, nous l'avons dit (p. 242), intensément plissé. Cette tectonique semble antérieure au « Paléocène » dont les marnes noires entourent périclinalement, à l'W et au S, cette grande boutonnière. On peut y voir les effets de la phase anté-sénonienne bien que l'absence actuelle de Crétacé supérieur dans cette zone empêche d'être affirmatif.

2. — Caractères de la phase anté-sénonienne

L'âge des mouvements principaux peut être précisé. En premier lieu, dans les régions septentrionales, le faciès flysch a cessé¹ avant la fin du Coniacien, puisque ce dernier est sous le faciès marneux. Comme du Turonien est probablement inclus dans le Flysch, le changement de régime sédimentaire doit dater de la fin du Turonien ou de l'extrême base du Sénonien inférieur.

Au S, les poudingues de base des Beni-Haroun sont datés du Santonien, mais c'est encore au Coniacien que semble appartenir la base de la formation de marnes à microbrèches visible près d'Hamala. Le substratum le plus récent est d'âge barrémien, ce qui laisse une certaine marge d'appréciation. Toutefois, ici comme dans tout le reste de l'W de la chaîne numidique, l'abondance des conglomérats à la base du Sénonien et la grande taille de certains de leurs éléments (véritables « klippes sédimentaires ») font croire que la phase orogénique a précédé de peu, sinon accompagné, l'érosion dont ces formations détritiques attestent l'intensité.

Des lits de conglomérats ou, plus fréquemment, des marnes à galets se rencontrent au sein même de la série sénonienne, à des niveaux variés. Ils prouvent que le phénomène orogénique s'est prolongé tard dans le Crétacé, sans que néanmoins de vraies discordances intraformationnelles aient pu être décelées.

Les axes de plissement étaient dirigés grossièrement E-W, au moins pour ce que l'on en voit : plis du Dj. Sidi-Mansour, du Kef Dardja et du Mcid-Aïcha, lame des Beni-Haroun, alignements de poudingues à l'E du Sidi-Marouf... Le Crétacé inférieur à l'W de Sidi-Merouane est lui aussi plissé suivant des axes surtout E-W, ce qui prouve la généralité de cette orientation privilégiée.

La plus grande intensité de cette phase anté-sénonienne s'est manifestée sur des axes étroits qui constituaient, nous l'avons dit, de véritables cordillères dans la mer du Crétacé supérieur. La plupart des actuels massifs jurassiques ayant joué ce rôle, il est assez facile de localiser ces cordillères. Les produits de l'intense démantèlement de ces reliefs se retrouvent à leur voisinage plus ou moins immédiat : aucun problème ne semble se poser à leur sujet.

Une première cordillère, longue de plus de 40 km, joignait ainsi le Sidi-Mansour, le Kef Dardja et le Sidi-Marouf. Elle paraît brusquement cesser avant l'Oued-el-Kebir d'El Milia. Son tracé devait d'ailleurs comporter des interruptions et de petits décrochements.

Une seconde cordillère, longue d'une quinzaine de kilomètres, relayait au SE la précédente. Paraissant débiter au rocher des Beni-Haroun, elle se prolongeait dans le Mcid-Aïcha et le Kef Sema, au delà duquel elle cesse de manifester sa présence.

Partout ailleurs, dans les zones synclinales actuelles, les mouvements anté-sénoniens ont dû être beaucoup plus faibles. Ce que l'on en voit, dans le bas O. Itera ou près d'Hamala, laisse croire à une discordance, faible mais sensible, sur les assises mésozoïques plus anciennes, légèrement plissées et érodées.

3. — Extension de la zone orogénique supracrétacée

Cette zone orogénique dépasse largement les bornes de notre étude. On sait depuis longtemps (EHRMANN, 1924) que, dans la *Kabylie des Babors*, le Sénonien, transgressif sur diverses formations plus anciennes, contient des lentilles de conglomérats. Les recherches récentes (LAMBERT, 1948 a et 1949; DUPLAN, 1952 a) ont confirmé ces faits, dont le premier de ces auteurs a très justement décrit le mécanisme générateur.

Il ressort des travaux sur les Babors que la phase anté-néocomienne a été la plus violente, les

1. Sauf dans les écailles du Moul-ed-Demamene.

mouvements anté-sénoniens ayant constitué une simple reprise de la première phase. Dans l'W de la chaîne numidique, au contraire, les cordillères paraissent avoir eu leur jeu essentiel au Crétacé supérieur, la phase anté-néocomienne étant *apparemment* moins violente.

A l'E de notre région, *dans la partie centrale de la chaîne numidique*, le diastrophisme anté-sénonien ne semble pas avoir provoqué d'effets violents. Le régime sédimentaire du type « chaîne calcaire », connu aux époques précédentes, s'y est en effet poursuivi. Toutefois le Sénonien serait, au N du Dj. Sidi-Driss (DELEAU, 1938 c, pl. XXII et XXIII), directement transgressif sur les schistes épimétamorphiques primaires, sur les grès et poudingues rouges « permien » (Trias?) et sur les calcaires du Lias.

Plus à l'E encore, *dans le chaînon Hahouner-Debar*, terminaison sud-orientale de la chaîne numidique, P. Deleau (1938 c) a noté que le Sénonien (Campanien à *Globotruncana calcarata*) était directement transgressif sur les dolomies et calcaires de l'Aptien. Ce dernier est remanié sous forme de conglomérats au sein des schistes rouges micacés et gréseux qui forment la base du Crétacé supérieur. Les coupes de P. Deleau (fig. XXXV, en particulier coupe 8) laissent supposer l'existence d'une véritable discordance angulaire.

Si l'on tient compte de ces derniers indices, l'orogénèse anté-sénonienne semble avoir affecté une zone E-W longue d'environ 250 km, allant de la région de Bougie jusqu'au N de Guelma.

Partout ailleurs en Afrique du Nord, les endroits où l'on enregistre une véritable phase de plissement sont assez rares, bien que le caractère transgressif fréquent du Crétacé supérieur et divers accidents de sédimentation soient à mettre en rapport avec cette orogénèse : ainsi, par exemple, la superposition directe du Sénonien inférieur au Turonien basal ou au Cénomanién dans les Dj. Oum-Settas, Fortas et Gueriou, au SE de Constantine (BLANT et REYRE, 1952, pl. II).

a) Dans la « chaîne calcaire », la transgression sénonienne est particulièrement nette. *Dans le Djurdjura*, elle a lieu sur divers termes du Lias ou sur le Tithonique : cette discordance cartographique ne serait soulignée par des poudingues qu'un seul point, dans la région de Goulmine (LAMBERT, 1936)¹.

Il en serait de même *dans le Rif* où, entre Tetouan et le Dj. Tazaot, le Sénonien débute quelquefois par un conglomérat, directement sur le Lias (FALLOT, 1937).

b) Dans le prolongement occidental de notre zone sous-kabyle (chaîne numidique, Babors) on observerait des indices de mouvements anté-sénoniens *dans l'Atlas de Tablat* (GLANGEAUD, 1953) et *près de Médéa* (DAME, 1950), avec des remontées de Trias diapir.

c) Dans la zone des Hautes Plaines, on sait depuis Ficheur et J. Savornin (1920) que *les monts du Hodna* ont constitué une « zone sensible » au Crétacé supérieur. Les études de J. Bertraneu (1952) ont souligné l'ampleur de cette phase au Bou-Taleb. De puissants conglomérats attribués au Santonien reposent en discordance sur des assises variées (Barrémien à Cénomanién), plissées, fracturées et injectées de Trias diapir.

d) *Dans l'Atlas tunisien oriental*, G. Castany (1951) a fréquemment noté la discordance du Campanien sur des étages compris entre l'Aptien et le Turonien : elle serait quelquefois soulignée par un conglomérat de base. Il existerait aussi des indices de mouvements intra-sénoniens.

e) A la limite sud des Hauts Plateaux algéro-oranais, *dans le Sersou et en bordure du massif du Dj. Nador* (WELSCH, 1890; DELEAU, 1948 b) comme aussi *dans les monts de Méchéria* (FLAMAND, 1911), le Jurassique, énergiquement plissé, puis entaillé par l'érosion, est recouvert en discordance par le Sénonien. Ces structures anté-sénoniennes préfigureraient les plis tertiaires dirigés WSW-ENE. Plus à l'W, dans le Haut-Atlas marocain et au N de celui-ci, on pourrait trouver des indices de la même phase tectonique (*in* ROCU, 1952, p. 332-334).

Il n'est pas inutile de noter que le bord septentrional du sillon méditerranéen (domaine bétique, Baléares, Sardaigne) ne paraît pas porter de trace bien sensible de cette importante orogénèse, si classique en bien d'autres points du domaine alpin.

1. M. Lambert (comm. orale) a bien voulu nous préciser qu'il considérait actuellement ce poudingue comme sénonien, en excluant l'hypothèse d'un âge tithonique qu'il avait aussi envisagé dans sa note de 1936.

TECTONIQUE NUMMULITIQUE

A...A, chevauchement frontal kabyle, ... lignes de diapires
 Eo à Es: écailles du Moul-ed-Demamene et du N du Sidi-Marouf
 Ni et N2: nappes à matériel flysch éjectées de sous le front
 kabyle, avec, entre elles, des lambeaux de Cristallophyllien (C)
 F, fenêtrés d'Aïn-Kechera et de l'O. Itera
 zzz B...B, accidents nord-telliens (visibles)
 x x x x x synclinaux et anticlinaux anté-numidiens (p.p. au moins)
 x x x x x synclinaux et anticlinaux post-numidiens
 د د د د د flexures / failles ≧ ≧ ≧ ≧ ≧ demi-dômes

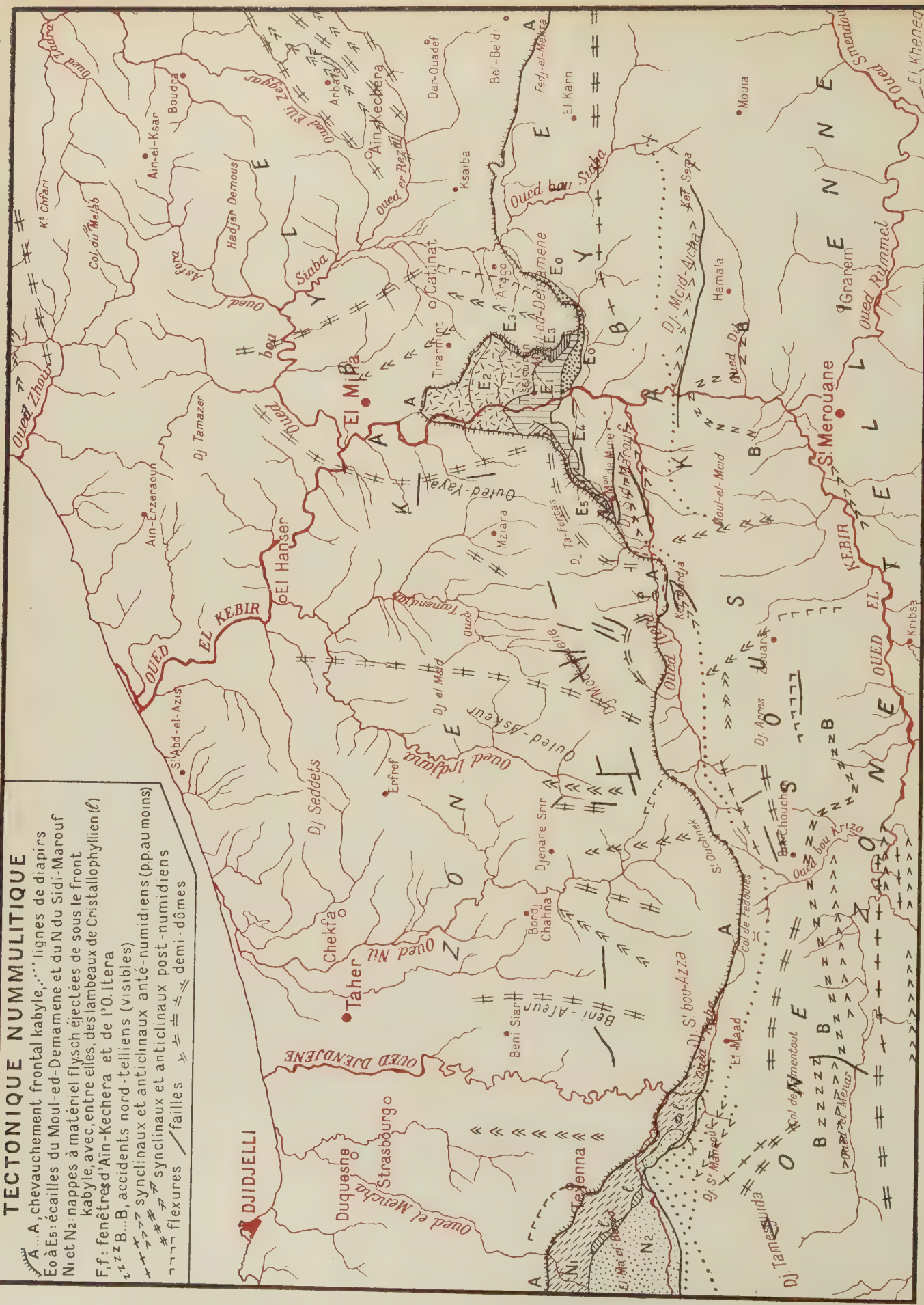


FIG. 86. — Traits régionaux de la tectonique nummulitique.

CHAPITRE XVII

PHASES TECTONIQUES D'AGE NUMMULITIQUE

La structure de notre région d'études résulte essentiellement de l'action de la tectonique tertiaire.

Mettons immédiatement à part, à *l'extrême sommet du Crétacé*, le mouvement d'ordre épirogénique qui, dans la zone tellienne, semble avoir eu pour conséquence une phase d'érosion (ou de non-dépôt) du Sénonien, suivie de la transgression du « Paléocène » sur des assises anté-sénoniennes (W de Sidi-Merouane en particulier). Nulle part il n'y a cependant de discordance angulaire sensible. Les exemples qu'on en a cités dans la zone sous-kabyle se sont avérés inexacts (p. 333).

De légers mouvements semblent aussi s'être produits vers le *milieu de l'Eocène moyen*. Quand le Lutétien revêt le faciès marneux, la discordance paraît faible. Elle peut être plus nette sur l'axe de la chaîne numidique, dans le chaînon du Sidi-Driss par exemple, où le Lutétien est formé de calcaires à Nummulites.

Ces mouvements précurseurs sont insignifiants en regard des phases qui se sont succédées ensuite. La première paraît se placer à l'Éocène supérieur ou à l'Oligocène inférieur (phase anté-« numidienne »). La deuxième a fait suite au dépôt des grès « numidiens » (phase anté-miocène).

Il est difficile, sauf en des secteurs particuliers, de distinguer la part de chacune de ces phases dans l'élaboration des structures. Aussi notre description va-t-elle se baser maintenant sur un plan purement géographique, du N au S (fig. 86).

Nous examinerons ainsi le massif ancien (zone kabyle), le chevauchement qui le limite au S, le domaine secondaire et tertiaire de la chaîne numidique (zone sous-kabyle) et enfin la zone tellienne, réduite dans notre secteur à la bordure septentrionale des monts du Ferdjioua et du bassin de Constantine. Un dernier sous-chapitre aura pour objet de dégager une vue d'ensemble sur l'orogénie du Tertiaire ancien dans le Nord-Constantinois, en l'intégrant dans le cadre méditerranéen.

1. — LA ZONE KABYLE

Notre description va se faire de l'W vers l'E, depuis Texenna jusqu'à Aïn-Kechera. La bordure méridionale de cette zone sera examinée à part.

Il est commode de diviser la zone kabyle en une série de secteurs grossièrement orientés N-S, où affleurent alternativement le socle cristallophyllien et sa couverture oligocène. Cela ressortait déjà des cartes de F. Ehrmann (1928 b et 1946) et de G. Bétier (1933).

A. — LA ZONE SYNCLINALE AU NORD DE TEXENNA

Le Paléozoïque du Dj. es-Sendouah est recouvert par un Flysch crétacé très plissé, sur lequel vient en transgression une série gréseuse « numidienne », affectée de plongements assez violents vers le N : on peut le constater au SW de Dar-el-Hanout, sur la route descendant de Texenna vers Djidjelli.

Ce secteur (fig. 87) n'a pas été examiné en détail. Le problème des rapports entre Flysch crétacé et Néonummulitique n'a pas encore été entièrement résolu.

B. — LA ZONE ANTICLINALE DE SIDI-ALI

Le Cristallophyllien forme, entre Texenna et les Beni-Afeur, un important massif, creusé en son axe par le cours inférieur de l'O. Djendjene. Le dessin de cette zone anticlinale est entièrement dû aux phases tectoniques auté-miocènes : le Burdigalien transgressif la borde en effet au NW et au N et s'appuie en falaise contre le Paléozoïque.

Dans le détail, cette zone est accidentée d'un certain nombre de petits plis. Certains, non loin de Strasbourg, possèdent une direction NNW-SSE, un peu aberrante. Vers les Beni-Afeur, quelques autres plis sont orientés SW-NE : synclinal de la Mat Amalou, anticlinal du Kef Chouf. Nous en avons déjà parlé (p. 419), car leur genèse semble être attribuable à des mouvements paléozoïques.



FIG. 87. — Le flanc NE du Dj.es-Sendouah.

Fracture entre le socle (ζ, gneiss; ξ, micaschistes) et le Flysch crétacé (c^f). O G, grès « numidiens ». A, éboulis.

C. — LA ZONE SYNCLINALE DES BENI-AFEUR

Son axe, dirigé N-S, est marqué par des affleurements oligocènes. Suivant les transversales, son allure varie considérablement.

Au S, le Néonummulitique est transgressif jusque sur les gneiss. L'érosion qui a suivi la phase immédiatement antérieure à l'Oligocène supérieur semble en être responsable. Dans cette région, le synclinal est extrêmement plat et l'on peut même se demander s'il possède une limite sud périclinale. Les coupes II et III de la figure 67, à peu près perpendiculaires à son axe, le montrent clairement. En général les pendages ne dépassent pas 10 à 20°. Un certain nombre de fractures ont été mises en évidence (pl. 2). Les plus importantes sont dirigées SW-NE. De nombreux petits accidents, pour la plupart orientés WNW-ESE intéressent l'extrémité sud-ouest du synclinal des Beni-Afeur. Leur rejet ne dépasse jamais quelques dizaines de mètres. Certains d'entre eux ont manifestement joué avant et après le dépôt du Nummulitique.

Plus au N, entre les maisons forestières de Beni-Siar et de Chahna, les affleurements oligocènes se resserrent (sur moins de 1 km). Les bordures du synclinal se redressent : les pendages dépassant 50° ne sont pas exceptionnels. Cet étranglement est assez local, car, plus au N, le pli s'évase largement, avant de s'enfouir sous le Néogène discordant de la plaine de Taher.

Cette zone synclinale des Beni-Afeur est de formation certainement anté-pliocène. Elle est même vraisemblablement anté-burdigalienne, comme la zone anticlinale de Sidi-Ali.

D. — LA ZONE ANTICLINALE ENTRE LES DJ. SIDI-BOU-AZZA ET SEDDETS

Sa partie méridionale est riche en accidents vraisemblablement paléozoïques auxquels nous avons déjà fait allusion (p. 417) : pli SW-NE du Dj. es-Schafra, failles E-W souvent à fort rejet, « écaïlle » de la Mat el-Mtoussa...

L'une des cassures E-W située au S du Koudiat Ennador (fracture de l'O. Zitout) a eu un jeu post-oligocène à son extrémité occidentale. Une autre (fracture de l'Aïn-el-Melharh) est prolongée vers le NW, le long du haut O. ez-Zaouïa, par un pli en genou à regard nord-est, faisant réapparaître le socle au milieu de l'Oligocène.]

En allant vers le N, cette zone anticlinale est occupée, entre le Bordj de Chahna et le Dj. Oum-Adrar, par une épaisse formation de micaschistes. Les pendages, toujours faibles, sont assez désordonnés.

Le substratum gneissique, plus au N encore, réapparaît en une large coupole et détermine la ligne de reliefs allant du Dj. Aghbala au Dj. Seddets. On y distingue la trace d'un large anticlinal anté-oligocène, orienté SW-NE. En effet, aux deux extrémités de ce pli, près de la Mat Khoula et dans la forêt de Maheène, le Néonummulitique repose soit directement sur les gneiss, soit sur les couches de base des micaschistes, et non plus, comme partout ailleurs, sur des niveaux très élevés de ces derniers.

E. — LA ZONE SYNCLINALE DES OULED-ASKEUR

L'axe de cette très large ondulation, remplie d'Oligocène, se suit sur plus de 20 km, depuis le haut O. Itera, au S, jusqu'aux environs d'El-Hanser, au N.

Dans sa partie sud-ouest, ce pli est divisé en deux branches par un anticlinal secondaire, au niveau de la Mat beni-Affak. La branche synclinale la plus occidentale possède, entre l'O. bou-Ali (*alias* bou-Atti) et Krenak-el-Kramis, une bordure ouest très redressée.

Nous avons étudié en détail la partie méridionale de la zone des Ouled-Askeur. Elle se montre hachée par un réseau assez complexe de cassures subverticales ou verticales, particulièrement visibles dans le « Numidien » gréseux, au cœur du synclinal. On note trois directions dominantes : N-S (à NNE-SSW), ENE-WSW (à NE-SW) et NW-SE.

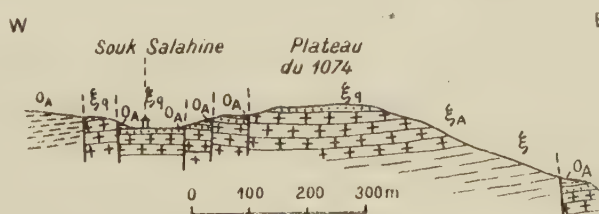


FIG. 88. — Le réseau de cassures de Souk-Salahine.

ξ, micaschistes; ξA, arkoses et porphyroïdes; ξq, dalle quartzifiée. Oligocène argileux : OA.

Les principales fractures sont la faille SW-NE de l'Aïn-el-Bab, qui coupe en deux les reliefs du Dj. Mochaouene (photo 3 de la pl. 4), et la faille N-S de l'O. Safsaf, qui rend compte de la dépression séparant le Dj. Taïarfa du Setara-en-Nador. Le rejet maximal de ces accidents est de l'ordre de 200 à 400 m.

Certaines des fractures NW-SE du Dj. Mochaouene possèdent une légère inclinaison : leur lèvres nord tend à chevaucher le compartiment méridional (pl. 6, coupe 18). Dans le même massif, on voit aussi que les failles NW-SE décrochent les cassures SW-NE, qui leur sont donc antérieures.

Au SE de la zone synclinale des Ouled-Askeur, près de Souk-Salahine, le réseau de cassures NNE-SSW est extrêmement serré (fig. 88). Dans cette même région, le bombement à cœur gneissique du Dj. Frou, essentiellement formé avant l'Oligocène, a cependant joué à la façon d'un dôme après cette période. De ce fait, le Nummulitique entoure au NW, au N et au NE, le bombement. Il est même chevauché par le Cristallophyllien entre Fedj Frou et la cote 921 : d'abord sous forme d'une simple flexure (près de la Mat Boukroud) ensuite d'une faille inverse (à l'Aïn-el-Meroudj). Ce petit chevauchement, tout à fait aberrant, se fait apparemment en direction nord-est. Sa trace en plan dessine un quart de cercle.

F. — LA ZONE ANTICLINALE ENTRE LES DJ. TA-FERTAS ET BENI-ABESS

Son allure générale est celle d'un bombement allongé suivant une direction méridienne, avec des flancs extrêmement adoucis : leur pente ne dépasse guère 20° en moyenne.

La partie sud de cette zone anticlinale, si l'on met à part les complications de bordure, est formée par de larges affleurements de micaschistes, dont les plongements, bien que variables, se font généralement vers le N.

De petits plis locaux s'y observent cependant, tel le synclinal NNE-SSW de la Mat er-Roumane, étroite gouttière où de l'Oligocène est conservé, en plein sur l'axe de la zone anticlinale.

G. — LA ZONE SYNCLINALE DES OULED-YAYA

Elle s'étend du S au N, depuis la forêt des Beni-Kettab jusqu'au delà d'El Milia, c'est-à-dire sur une quinzaine de kilomètres de long, pour une largeur de l'ordre de 6 km.

Sa terminaison méridionale possède une allure nettement périnclinale. Sa remontée occidentale est lente et progressive. Par contre, son bord oriental est violemment troublé, par suite de la montée, après le Burdigalien, de lames de Trias diapir, en rapport avec les chevauchements du Moul-ed-Demamene (p. 466) et, vers El Milia, par la mise en place de « microgranites » néogènes.

H. — LA ZONE ANTICLINALE DU MOUL-ED-DEMAMENE

Théâtre, lors de la phase anté-oligocène, d'une intense tectonique chevauchante qui a amené en particulier le Cristallophyllien au-dessus du Mésozoïque, ce massif a été ployé, immédiatement après l'Oligocène, en un vaste bombement anticlinal dont l'axe, grossièrement N-S, se suit jusqu'au NE d'El Milia (Mat Rerioul).

I. — L'AIRE SYNCLINALE ENTRE ARAGO ET AÏN-KECHERA

Sa structure est assez complexe, car elle ne possède pas d'orientation privilégiée. On y trouve l'interférence de directions NNW-SSE, assez accusées au N de Catinat, et de plis NE-SW, particulièrement développés vers Aïn-Kechera.

La bordure occidentale de l'aire synclinale est dominée par les reliefs orientaux du Moul-ed-Demamene (fig. 89). Un saillant anticlinal, axé vers le NE (Dra Tameroun, Djebanet-bou-Cherf) sépare les régions d'Arago et de Catinat. Sauf au voisinage de cette espèce de coin, le massif paléozoïque chevauche constamment le bassin nummulitique. Le contact est à vrai dire très ondulé et souvent subvertical. Toutefois le Nummulitique forme fréquemment de légers rentrants dans les ravins, sous les schistes épimétamorphiques qui le dominent.

Il est vraisemblable qu'il s'agit là d'une tectonique de surface, totalement indépendante des structures anté-oligocènes E-W de la région et révélant des contre-poussées tardives vers l'E ou le NE.

Quand on se dirige vers Aïn-Kechera, la structure de l'aire nummulitique change. Au delà d'une zone assez confuse, comprise entre les Oued bou-Sabia et er-Rezal, s'individualisent de petits plis de plus en plus accusés vers l'E. Leur orientation WSW-ENE marque un nouvel état de choses. Un tel régime, inconnu dans les régions que nous venons de parcourir, se développe plus encore au NE de la Petite Kabylie.

Ces plis ont d'ailleurs joué avant le dépôt du Nummulitique car celui-ci est transgressif, selon les points, sur les gneiss ou sur les micaschistes. La tectonique post-oligocène s'est contentée d'accentuer

l'intensité de ces accidents, qui, pour la plupart, avaient été déjà reconnus par G. Bétier (1933). On distingue, du NW au SE (fig. 118) :

a) l'anticlinal de l'Oued bou-Doucka, à cœur gneissique et dont les micaschistes du flanc sud-est plongent nettement sous le Nummulitique du pli suivant.

b) le synclinal d'Aïn-Kechera, largement évasé vers le SW, s'individualise progressivement vers le NE. Son axe est jalonné par des lambeaux d'argilites néonummulitiques (?). L'un d'eux se situe au NW de la Zeriba bou-Asseme. Un deuxième, très pincé, est traversé, au SW d'El-Merdj, par l'O. Ourli. Il faut aller au NW de la maison forestière d'El-Ouzir pour retrouver du Nummulitique (?) dans l'axe du synclinal, dont l'individualité cesse rapidement aux approches de la cuvette synclinale de Tamalous.

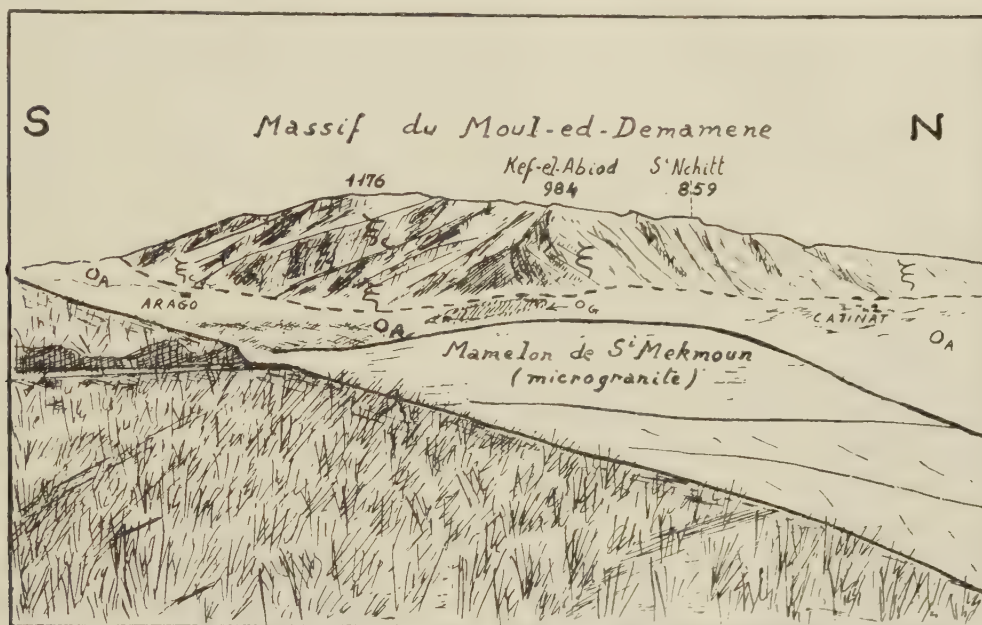


FIG. 89. — Le versant oriental du Moul-ed-Demamene.
 ξ, micaschistes; ξc, calcschistes; O, Néonummulitique argilo-marneux (OA ou gréseux (OG)).
 Vue prise de la région au SW d'Aïn-Kechera.

c) l'anticlinal d'Arbala naît au Koudiat bou-el-Anser. Son cœur gneissique est mis à jour entre le Dj. bou-Lakroud et la région de la Zeribet Arbala. Il est déversé au SE sur son enveloppe de micaschistes. Cet anticlinal subit une forte inflexion axiale près d'El-Ouzir, où les micaschistes s'enfoncent périclinalement sous le Nummulitique du Koudiat el-Krabeuche, pour réapparaître localement, plus à l'E (Koudiat el-Ouara).

d) le synclinal du Koudiat el-Betaïa est, au NW, séparé du pli précédent par une zone de fractures, où se loge une lame de Trias dont nous verrons plus loin (p. 469), la signification. Le bord nord-ouest du synclinal est, de ce fait, fréquemment redressé sinon renversé. Le fond en est rempli par des argilites oligocènes qui affleurent sans interruption de Sidi Ali-bou-Krizi jusqu'à la Zeriba Nechaa.

e) l'anticlinal du Koudiat Bellout-Arba est un simple bombement de micaschistes, individualisé seulement sur une longueur de 6 km.

f) le synclinal de l'Oued-az-Zane correspond à une dépression topographique occupée par une étroite bande de Néonummulitique. Le flanc nord-ouest du pli est très redressé, parfois même légèrement renversé. Par contre, la remontée sud-est montre une pente régulière, de l'ordre de 30°.

g) l'anticlinal du Koudiat Zouitna est à peine indiqué dans la zone étudiée. Il ne s'accuse que plus au NE, du fait de l'existence du pli suivant.

h) le synclinal de l'Oued Djedida est occupé par des argilites du Nummulitique supérieur (BÉTIER, 1933). Vers le S, la zone anticlinale de Dar-Debar le sépare de l'aire synclinale de Souk-el-Metoub, nettement en dehors du secteur étudié.

2. — LE CHEVAUCHEMENT BORDIER KABYLE

Le massif ancien de Petite Kabylie est poussé vers le S sur les terrains mésozoïques de l'W de la chaîne numidique. Ce chevauchement intéresse à la fois le socle paléozoïque et sa couverture secondaire.

Le matériel métamorphique revêt l'allure d'un grand anticlinal couché vers le S. Son noyau gneissique est parfois décollé de son enveloppe de micaschistes, dans le flanc inverse du pli.

Le Flysch crétacé constituait à l'origine la couverture directe du Cristallophyllien : il en subsist quelques restes sur le flanc normal de l'anticlinal. Mais, en général, seul est conservé le Flysch sur le flanc inverse : il est surmonté par le Paléozoïque, dont le sépare un grand contact anormal.

Ce Flysch est à son tour plus ou moins renversé sur le Sénonien qui lui fait suite stratigraphiquement, plus au S. Les effets du chevauchement bordier s'amortissent rapidement dans l'épais matelas marneux du Crétacé supérieur.

Le Néonummulitique surmonte en discordance toutes les unités tectoniques dont nous venons de parler : celles-ci résultent de l'action d'une phase antérieure à l'Oligocène supérieur.

Notre examen portera successivement sur cinq secteurs, échelonnés de l'W à l'E, découpés arbitrairement le long de la bordure du massif ancien de Petite Kabylie. Après cette description, nous résumerons les caractères de ce chevauchement bordier dont nous essayerons d'élucider les processus de formation.

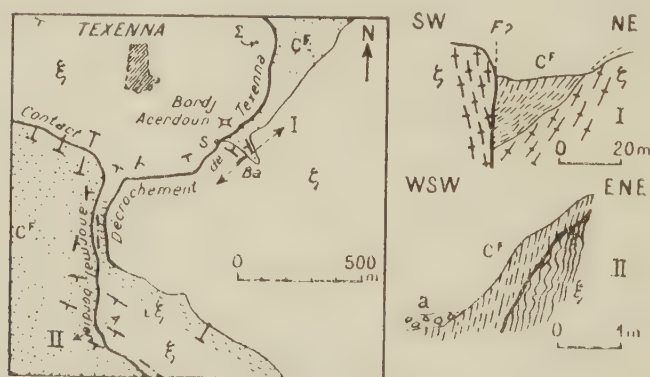


FIG. 90. — Le décrochement de Texenna.

g, gneiss; ξ, micaschistes; εξ, roches vertes stratifiées; cf, Flysch crétacé. Ba, filon de barytine. Σ, serpentinite. S, source. a, alluvions. F, faille.

A. Le secteur entre Texenna et El-Maad (pl. 2)

Nous avons déjà donné (1949 a) une description assez détaillée de ce secteur, cartographié auparavant par F. Ehrmann (1946). De nombreux renseignements inédits nous ont été aimablement fournis par A. Lambert, en compagnie duquel nous avons fait de nombreuses courses dans la région de Texenna.

AU NW DE TEXENNA, le massif ancien détache une apophyse dans le Dj. es-Sendouah. Ce relief est constitué par une série métamorphique, plongeant assez fortement vers le S. La succession est normale : gneiss à la base, localement niveau de diabases stratifiées, micaschistes au sommet.

Au N, une large dépression est occupée par le Flysch crétaé.

Celui-ci forme la couverture directe du Paléozoïque, comme on le voit clairement à l'E de Texenna. Il est néanmoins séparé du Cristallophyllien du Sendouah par un contact anormal subvertical, peut-être simple phénomène de disharmonie entre deux matériels de plasticité différente. Cet accident, souvent masqué par les atterrissements, apparaît clairement dans la topographie (fig. 87).

Au S du Dj. es-Sendouah, le Cristallophyllien se trouve aussi au contact du Flysch crétaé. Mais, loin de s'enfoncer sous ce dernier, comme les pendages le donneraient à croire, il le chevauche selon une surface de contact anormal, dont l'inclinaison vers le N est toujours très forte. On suit cette fracture jusque près de l'O. el-Mencha. Son éventuel prolongement vers le NW pose des problèmes non encore résolus.

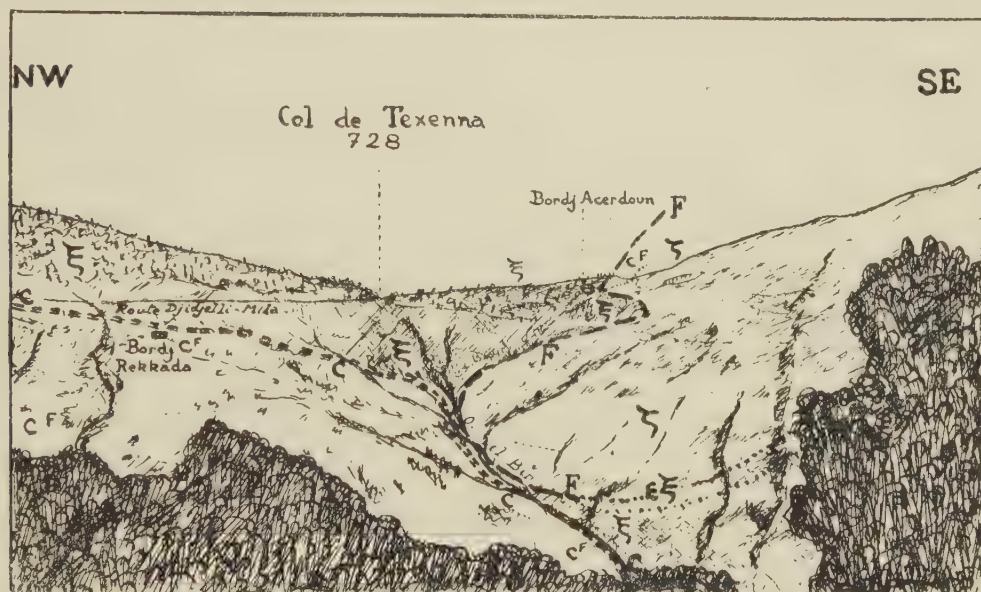


FIG. 91. — Le col de Texenna vu du S.

Notations de la fig. 90. C...C : contact anormal bordier. F...F : décrochement de Texenna.

AU SE DE TEXENNA, un curieux accident sépare l'apophyse du Sendouah du massif cristallophyllien proprement dit (fig. 90). L'ensemble de la structure décrite plus haut (Flysch au N de Texenna; masse du Cristallophyllien; contact anormal bordier) est décalé vers le S de près de 1 km.

On saisit parfaitement, du S, l'aspect de ce décrochement (fig. 91). L'enfoncement du Flysch septentrional en une sorte de golfe à l'E du Bordj Acerdoun souligne dans la topographie la valeur de cet accident.

Le matériel métamorphique subit en même temps une torsion brutale qui amène les gneiss, à l'E, au niveau des micaschistes du Sendouah, à l'W. Une surface d'étéirement (« décrochement de Texenna ») les sépare les uns des autres : comme elle est diversement inclinée, son tracé est fort zigzagant.

Entre le contact anormal bordier et le décrochement de Texenna, les micaschistes qui se relient sans discontinuité à ceux de la série (normale) du Sendouah sont extrêmement étirés et redressés. En allant vers le SE, leur contact avec les gneiss se renverse progressivement. La série redevient stratigraphiquement continue : on retrouve, en effet, entre gneiss et micaschistes, le niveau de diabases stratifiées qui existait dans la même situation au NW de Texenna.

Le contact anormal bordier subit la même torsion que le matériel cristallophyllien. Son tracé, normalement NW-SE, prend une orientation N-S. En même temps, la surface de cet accident change de pente : le Flysch crétacé repose ainsi, mais par la tranche, sur le Cristalloyhyllien (fig. 90, coupe II).

DU NIVEAU DU RAS-BOU-HADJAR JUSQU'AU N D'EL-MAAD, la structure en pli couché du Cristalloyhyllien semble évidente. Le noyau gneissique, largement étalé vers Texenna, se réduit à une étroite bande le long du Dj. Tabellout. Le flanc normal du pli montre son enveloppe de micaschistes, sur les deux rives de l'O. Djendjene. Le flanc inverse présente des formations analogues, plongeant incontestablement sous les gneiss : elles possèdent une grande richesse en diabases stratifiées, absentes, il convient cependant de le souligner, dans les micaschistes du flanc normal.

Le contact anormal séparant Cristalloyhyllien et Flysch crétacé est proche de la verticale ou plonge fortement vers le N, entre Texenna et le SW du Dj. Tabellout. Cette inclinaison devient de plus en plus faible à mesure qu'on se dirige vers l'E.

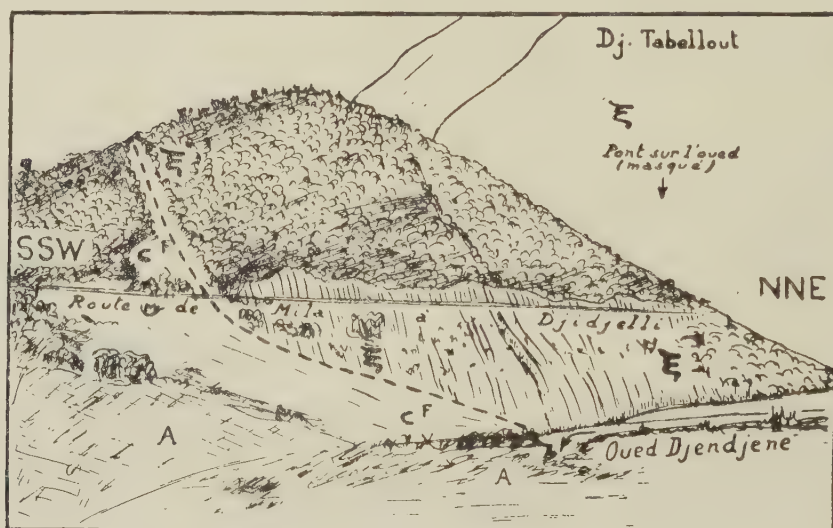


FIG. 92. — Le chevauchement bordier, au S du Dj. Tabellout.
ξ, micaschistes; c, Flysch crétacé; A, éboulis. Contact anormal en tireté fort.

Au SE du pont métallique qui franchit l'O. Djendjene, la route Texenna-Mila recoupe ce contact, proche de la verticale : il est souligné par des serpentines écrasées (fig. 17). Immédiatement sous la route, dans la falaise dominant l'O. Djendjene, on voit cette surface s'infléchir jusqu'à plonger seulement à 30° vers le N (fig. 92).

A l'entrée de la cluse du Djendjene inférieur, en aval de la Zaouïa, le rentrant du Flysch sous le Cristalloyhyllien est d'une parfaite netteté : il est profond de près de 300 m. L'inclinaison de la surface de contact anormal ne doit guère dépasser une quarantaine de degrés. Rappelons que M. Blumenthal (1937, p. 116) avait déjà remarqué l'existence d'un tel chevauchement.

Au SW du contact anormal bordier s'étale, sur environ 2 km de largeur, une puissante formation de Flysch crétacé, extrêmement plissée et sans lignes directrices nettes. Ce Flysch est recouvert au SW par la série gréseuse du Kou diat ech-Chachia dont il va être question plus loin.

DES AFFLEUREMENTS ISOLÉS DE CRISTALLOPHYLLIEN se montrent dans cette zone-limite, sud-occidentale, de la bande de Flysch crétacé. Nous allons les rappeler succinctement :

a) *le lambeau de Bordj-el-Rhorf*, situé le plus au NW, possède une superficie de l'ordre de 1 km². Il est essentiellement constitué de gneiss, extrêmement bousculés, paraissant surmonter au N et au NE le Flysch crétacé moyen qui plonge constamment sous eux.

b) *les lambeaux du haut Oued Slimane* sont deux minuscules témoins de terrains paléozoïques (gneiss, micaschistes...), d'allure chaotique. Leurs contacts avec le Flysch sont masqués par des éboulis.

c) *le lambeau de la Mechtat Merdj-Youssef* : allongé sur 500 m du NNW au SSE, il comporte des gneiss, des cipolins et des micaschistes. Il est drapé par des éboulis au N et à l'E.

d) un lambeau de micaschistes se trouve au SW de l'ancienne maison cantonnière des Beni-Yadjis. Il est placé près de la limite entre un Flysch tithonique-éocén (attribué au Nummulitique sur la pl. 2), et du Trias diapir. A son extrémité nord-ouest, cette lame est curieusement fichée dans le Flysch ci-dessus.

e) *les lambeaux du Dj. el-Mourreba* : des gneiss, injectés de pegmatites et admettant des lentilles de cipolins, constituent au sommet du piton 522 (photo 1 de la pl. 3) un affleurement long d'environ 200 m. Les schistes cristallins reposent sans conteste sur le Flysch crétacé moyen qui les environne. 400 m plus à l'W, un petit paquet de gneiss (quelques m³) est littéralement enchâssé entre le Flysch crétacé moyen très schisteux et des niveaux gréseux auparavant attribués au « Numidien ».

La signification de ces lambeaux peut être discutée. Ce ne sont en tout cas ni des paquets arrachés au socle et remaniés dans le Flysch, ni d'anciens flots surgissant dans la mer crétacée (EHRMANN, 1946). L'explication est d'ordre structural et non sédimentaire.

Nous avons admis dans nos coupes (pl. 4) qu'il s'agissait de lambeaux de recouvrement, flottant sur le Flysch crétacé moyen à 2 ou 3 km en avant du bord du massif ancien, dont ils marqueraient trace de l'avancée vers le S. Ajoutons d'ailleurs que la plupart de ces lambeaux sont formés de gneiss, alors que la base du Cristallophyllien chevauchant, à la bordure du massif ancien, est constituée de micaschistes. Ces klippes devaient donc représenter des lambeaux de poussée.

Dans une seconde interprétation, suggérée par A. Lambert, ces paquets de Cristallophyllien, véritables échardes isolées les unes des autres, jalonnent un accident profond, parallèle au contact anormal bordier mais distinct de celui-ci. L'égrènement en chapelet et l'allongement de certains affleurements iraient bien avec cette hypothèse. Elle ne semble pas pouvoir s'appliquer, par contre, aux lambeaux de Bordj-el-Rhorf et du Dj. el-Mourreba, qui semblent posés presque à plat sur le Crétacé.

La question de l'origine de ces lambeaux vient d'être entièrement renouvelée par de récentes découvertes. La série schisto-gréseuse du Koudiat ech-Chachia et de la forêt des Beni-Yadjis repose incontestablement, tantôt sur les lambeaux de Cristallophyllien dont il vient d'être question, tantôt directement sur le classique Flysch crétacé moyen. A la suite de tous nos devanciers, nous avons attribué cette série schisto-gréseuse à l'Oligocène transgressif, au « Numidien » plus spécialement : la planche 2 traduit cette interprétation. Il s'agit en réalité de toute autre chose. Nous venons en effet de dater la partie inférieure de cette série schisto-gréseuse du Tithonique-Néocomien grâce à la découverte, en de nombreux points, de lits de calcaires à Calpionelles et de microbrèches à *Aptychus*.

Ce complexe détritique est extrêmement puissant : son sommet appartient d'ailleurs au Crétacé supérieur (Msid-ech-Cheta). Il se poursuit largement plus à l'W, constituant la « nappe de Guerrouch » dont nous venons, en collaboration avec A. Lambert (1955), de définir les premiers linéaments. Elle donnera lieu à une description ultérieure détaillée. Elle est située d'ailleurs pour l'essentiel en dehors du secteur actuel de nos recherches.

Cette nappe s'étend du col de Selma, à l'W, jusqu'au coude du Djendjene moyen (Zaouïa) à l'E : le paquet des Beni-Yadjis, gros lambeau de recouvrement isolé, en marque la terminaison orientale. Cette unité a été reconnue au NW jusqu'au col d'El-Aouana, au N jusqu'au confluent de l'O. Béchar et de l'O. Kissir (feuille « Djidjelli »). Elle mesure donc plus de 20 km d'E en W, sur une profondeur

d'une dizaine du S au N. Sur presque tout son pourtour, la nappe de Guerrouch repose subhorizontalement, ou avec des plongements très faibles, sur des assises plus récentes.

Sa bordure ouest et sud-ouest, d'El-Aouana à Selma, est extrêmement claire : sur le Jurassico-Crétacé des Babors, daté du Sénonien élevé vers son sommet, vient le complexe schisto-gréseux tithonique-néocomien. Entre les deux unités, s'intercalent des marnes grises à microbrèches (Flysch du Sénonien inférieur, au moins localement), des schistes calcaires à lentilles de brèches calcaires à faune du Lutétien, etc. S'agit-il d'échardes entraînées sous la nappe et provenant de zones septentrionales ou du sommet dilacéré de l'autochtone, on ne peut encore en décider sans des levers de détail.

Au S, les rapports de la nappe de Guerrouch et de l'autochtone du Dj. el-Kalaa (*s.l.*) ne sont pas nets, par suite de l'existence de grandes fractures, à jeu post-miocène certain, injectées de Trias diapir.

Au NW (Kaa-el-Djebel, Fedj-el-Melaab) et à l'E (El Hot, Djema 'el-Khenak, SW de Texenna), la nappe de Guerrouch repose incontestablement sur le Flysch finement schisto-gréseux de bordure du massif ancien, daté du Vraconien à un certain niveau, en de nombreux gisements.

L'origine de la nappe de Guerrouch est encore incertaine. Nous admettons actuellement qu'il s'agit d'une masse éjectée de sous le massif cristallophyllien et dont la zone de racines ne serait plus représentée que sous forme d'une cicatrice : le grand contact anormal bordier de Petite Kabylie. Malheureusement ce dernier cesse d'être visible au NW de Texenna, ce qui ne permet pas de vérifier notre hypothèse. Si elle est exacte, ce contact bordier filerait vers le massif de Cavallo, étant dans l'intervalle plus ou moins masqué par le Néonummulitique transgressif du Sahel de Djidjelli.

Les paquets de Cristallophyllien énumérés plus haut représenteraient des lambeaux de poussée entraînés à la base de la nappe de Guerrouch, ce qui expliquerait bien leur position très constante sous cette dernière.

Avant de clore ce rapide exposé, insistons sur l'hétéropisme absolu des faciès de l'autochtone et de la nappe de Guerrouch. Dans l'autochtone des Babors, le Tithonique (s'il existe) revêt le faciès de calcaires, parfois à silex, le Néocomien-Barrémien de puissants marno-calcaires et marnes en plaquettes, le Sénonien de marnes noires schisteuses. Dans la nappe de Guerrouch, au contraire, tout cet ensemble présente l'aspect d'épaisses alternances schisteuses et gréseuses, où la part des carbonates est extrêmement réduite.

AU S DE LA ZAOUÏA, au voisinage de l'O. bou-Kerma, le Flysch crétacé moyen est au voisinage des marnes sénoniennes. La série est renversée. Il est probable, de plus, que le contact entre les deux formations est plus ou moins anormal (étiré). Ainsi, à l'E de la Mat Tingalast, le Flysch surmonte presque horizontalement le Sénonien. En allant vers El-Maad, le contact se redresse : le long de l'O. Raha, il est presque vertical.

Sans que l'on puisse en être certain, des étirements sont vraisemblables au voisinage d'un tel contact. La présence locale d'injections triasiques, en alignements parallèles mais discontinus, en particulier au N de Bou-Djouada, tendrait à le faire croire : ces diapirs auraient ainsi profité de ces zones de discontinuité.

B. Le secteur entre El-Maad et El-Ouazta

Le large feston vers le S que dessine le massif ancien au niveau de Fédoulès porte une série de hauts sommets, de Sidi-bou-Azza à Sidi-Ouchnek.

Le Cristallophyllien montre toujours une structure d'anticlinal couché au S. Le noyau gneissique du pli forme une sorte de loupe et, de ce fait, affleure largement. Les deux puissantes barres de cipolins qui s'y intercalent, au N d'El-Maad, peuvent être interprétées comme une simple répétition

tectonique d'un niveau unique dessinant, lui aussi, le pli couché vers le S : la charnière n'est en tout cas pas apparente, peut-être en raison des irrégularités de puissance de ces niveaux calcaires. Les micaschistes du flanc inverse sont le plus souvent réduits à un mince coussinet, quelquefois décollé sous la masse gneissique (SE de Sidi-Rhiaïa).

Le massif paléozoïque chevauche, comme à l'accoutumée, le Flysch crétacé plus méridional. L'allure du contact anormal qui sépare ces deux domaines est assez variable : parfois affecté d'un fort plongement vers le N (près du col de Fédoulès ou de Fedj-el-Melab,...), il est ailleurs presque horizontal (N d'El-Maad, S de Sidi-Rhiaïa). En quelques points existe un écaillage de bordure, qui perturbe la disposition simple dont nous venons de parler.

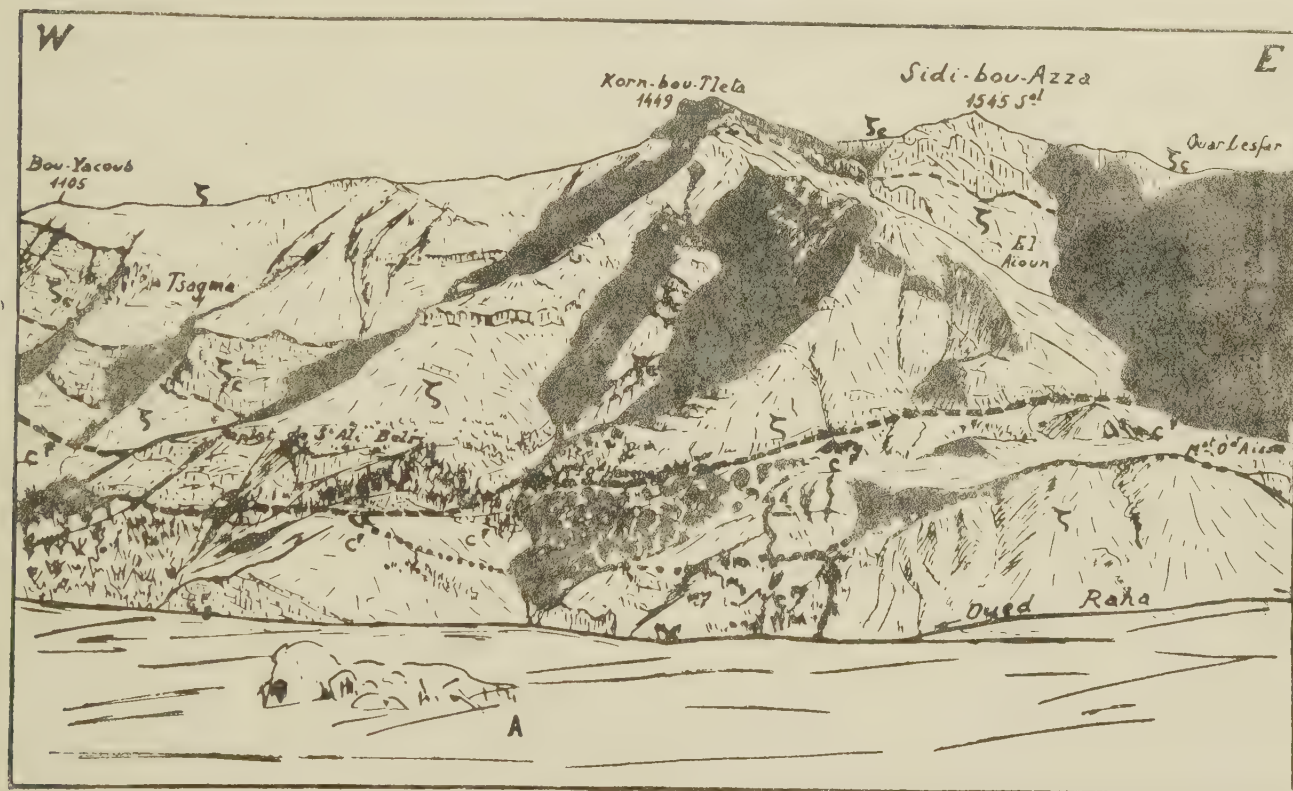


FIG. 93. — Le Dj. Sidi-bou-Azza vu du SW.

g, gneiss; c, cipolins; ξ, micaschistes; c', Flysch crétacé. Double tireté fort : contacts anormaux majeurs. Punctué fort : lame discontinue de Cristallophyllien dans le Flysch. A, éboulis.

Ainsi, au N de Fédoulès, un petit rentrant de Flysch dans le massif ancien s'explique par l'intervention d'un décrochement oblique.

L'exemple le plus éloquent est visible au N d'El-Maad, autour du marabout Sidi Ali-Belri (fig. 93). Le Cristallophyllien dessine une large avancée formant un quadrilatère d'environ 500 m de côté, dépassant l'alignement du bord frontal kabyle. De part et d'autre, on observe de minces lames de micaschistes ou de gneiss fichées au sein du Flysch. La remontée de chacun des ravineaux affluant à la rive nord de l'O. Raha permet de fixer la situation de ces curieux copeaux, dont tous les contacts avec le Flysch encaissant paraissent anormaux (fig. 94).

La genèse de tels accidents peut être conçue de deux manières (fig. 95). Ou bien il s'agit de lames détachées à l'avant du massif ancien et sous le chevauchement principal. Ou bien la bordure du Cristallophyllien

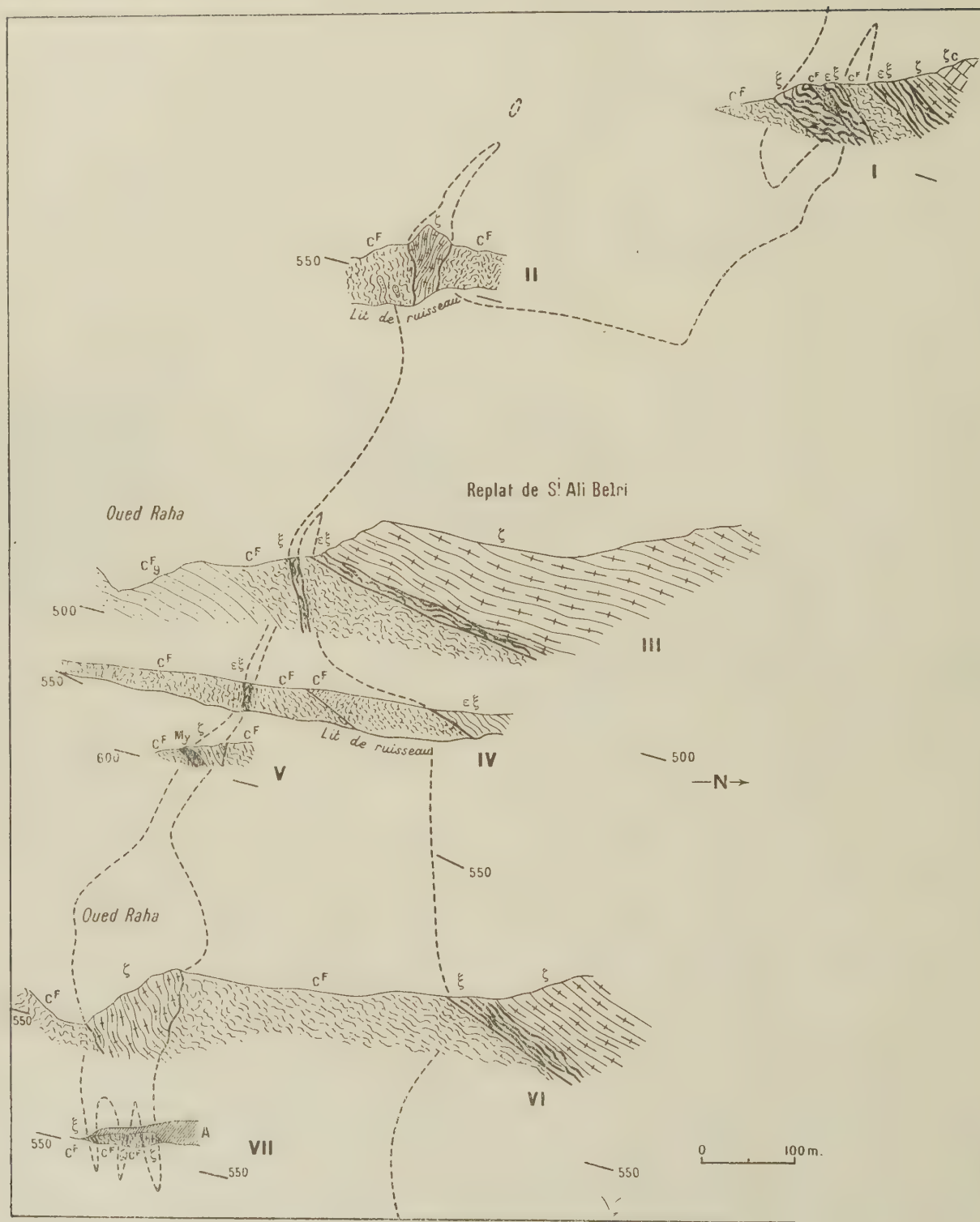


Fig. 94. — Les accidents de Sidi-Ali-Belri.

Plan et coupes sériees emplacees. Cristallophyllien : ζ , gneiss; ζc , cipolins; ξ , micaschistes; $\epsilon \xi$, roches vertes stratifiées.
 Flysch crétacé (c^f) chevauché, avec intercalation de grès massifs (c^fg).
 My, mylonites. Traits appuyés : contacts anormaux.

a été replissée en un faux-synclinal plus ou moins tronçonné par un léger écaillage. Cette seconde hypothèse nous paraît le mieux rendre compte des faits.

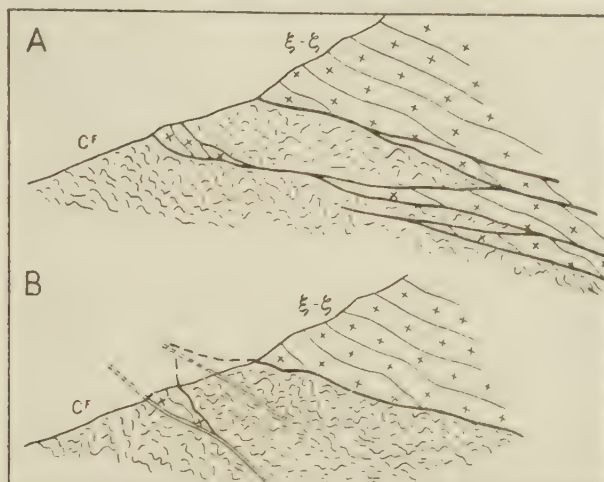


FIG. 95. — Interprétation des accidents de Sidi-Ali-Belri.
ξ-ξ, complexe cristallophyllien; cf, Flysch crétacé. Commentaires dans le texte.

La bande de Flysch crétacé qui borde au S le Paléozoïque est, selon les transversales, plus ou moins réduite. Très généralement, les pendages étant dirigés vers le N, le Flysch plonge sous le Cristal-
lophyllien. Ce régime se poursuit jusqu'à la bordure sud de la bande, où le Crétacé supérieur marneux plonge à son tour sous le Flysch.

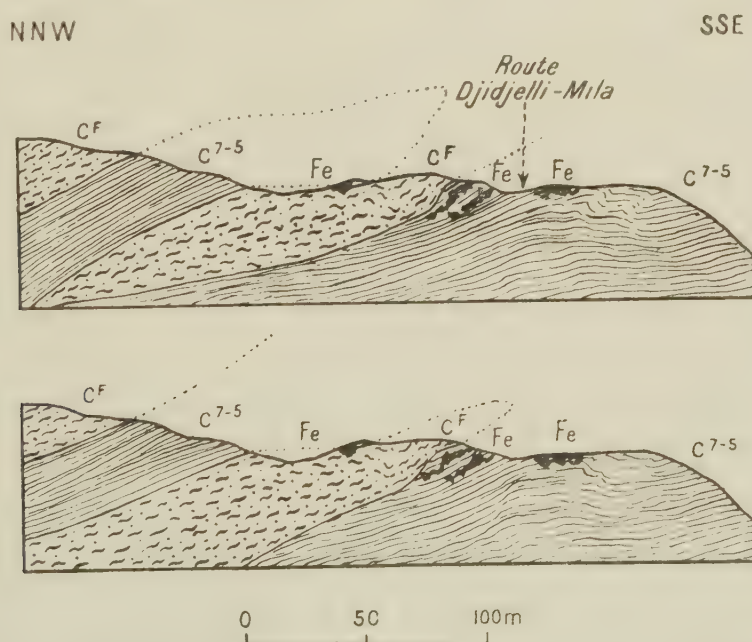


FIG. 96. — Contact du Flysch et du Sénonien marneux à l'E du col de Fédoulès.
cf, Flysch crétacé; c7-5, Sénonien marneux; Fe, amas de sidérose. Commentaires dans le texte.

L'ordre stratigraphique normal s'observe cependant à l'W de la Mat el-Ouldja (pl. 2) comme aussi entre le Dj. Ounane et le SE d'El-Ouazta. A hauteur de ce dernier tronçon, on remarque d'ailleurs que le Cristallophyllien plus septentrional est assez redressé (pl. 5, coupes 13 et 14).

Le contact entre Flysch et Sénonien marneux est, au SE de Bou-Redjouane, près du nouveau marché de Sebt, compliqué par un accident de détail, bien visible sur la route Texenna-Mila. Un coin de Flysch paraît isolé au sein du Crétacé supérieur, assez fortement minéralisé en sidérose, au voisinage. Deux interprétations semblent possibles (fig. 96) : dans l'une, le coin de Flysch représente un faux-synclinal couché vers le S ; dans l'autre, il aurait au contraire une structure anticlinale. Quelle que soit l'hypothèse adoptée, le schéma général de la zone du Flysch n'en est pas modifié.

C. Le secteur entre El-Ouazta et le NE du Sidi-Marouf

Entre le Dj. Rhiaïa et le Dj. Meddour, la ligne de crêtes qui borde le massif kabyle s'abaisse fortement. Cet ensellement est occupé par le Néonummulitique du bord sud du synclinal des Ouled-Askeur. L'Oligocène recouvre ainsi en pain à cacheter le chevauchement bordier de Petite Kabylie, et arrive en discordance jusque sur les régions autochtones plus méridionales.

Le Paléozoïque se dégage de sa couverture tertiaire plus à l'E : il réapparaît ainsi au Dj. Meddour¹. On l'observera sans interruption jusqu'à la vallée de l'O. el-Kebir d'El Milia. Tout au long, le Cristallophyllien surmonte le Mésozoïque de la chaîne numidique. Les caractères de ce chevauchement ne sont pas partout identiques sur ce long parcours.

1. AU NIVEAU DU DJ. FROUR, le Cristallophyllien est gonflé en une sorte de loupe dont l'érosion amène à l'affleurement le cœur gneissique. Les gneiss et les cipolins qui leur sont associés plongent modérément vers le N, s'enfonçant ainsi sous les micaschistes plus septentrionaux.

Le seul indice de pli couché bordier dans le Paléozoïque est fourni par la présence, sous le complexe gneissique, de minces copeaux de micaschistes, jalonnant le contact anormal qui amène le massif ancien à reposer presque à l'horizontale sur le Flysch crétacé plus méridional (fig. 98, coupe I). De tels lambeaux peuvent être interprétés comme les seuls résidus conservés des micaschistes du flanc inverse de l'anticlinal couché bordier.

L'enveloppe sédimentaire du flanc inverse apparaît juste au S. Mais le Flysch crétacé, qui la constitue, est extrêmement laminé : autour de Sidi-el-Mzaïr, il est réduit à moins de 100 m d'épaisseur. Ce Flysch présente des pendages vers le N : il est ainsi renversé sur les marnes sénoniennes plus méridionales. Ce fait est observable depuis la Mat Tafelkout jusqu'à Sidi-el-Keloua.

2. AU NIVEAU DU KEF DARDJA, la situation est toute différente (fig. 97 et 98). Le Flysch crétacé qui, jusqu'à présent, s'enfonçait sous le Cristallophyllien chevauchant, surmonte stratigraphiquement, avec parfois des conglomérats de base, les micaschistes du massif ancien. Ce Flysch, légèrement discordant sur le socle, plonge modérément vers le S : il s'enfonce ainsi très régulièrement sous les marnes sénoniennes visibles près de Sidi-Achrik.

Une telle disposition trouve une explication logique : le Flysch qui repose sur le Cristallophyllien appartient au flanc normal du pli couché bordier. Sa conservation est due à une inflexion transversale, méridienne, de la surface chevauchante.

On en possède d'ailleurs la preuve. A peine à 200-300 m au N de la bordure du massif ancien, l'O. Itera creuse de profondes gorges dans les micaschistes qui forment le substratum normal du Flysch de l'Aïn-Acharir dont il vient d'être question. L'érosion a dégagé, sous ces derniers, le flanc inverse du pli couché bordier : il s'agit d'une *petite fenêtre*, d'à peine 2 hectares, où affleure un Flysch extrêmement broyé mais tout à fait typique (fig. 98, coupe II).

1. Dans cette région, la mise en évidence d'un coussinet de Sénonien, à faciès très spéciaux (p. 288), apparemment transgressif sur le Cristallophyllien, permet toutefois d'envisager des complications structurales supplémentaires.

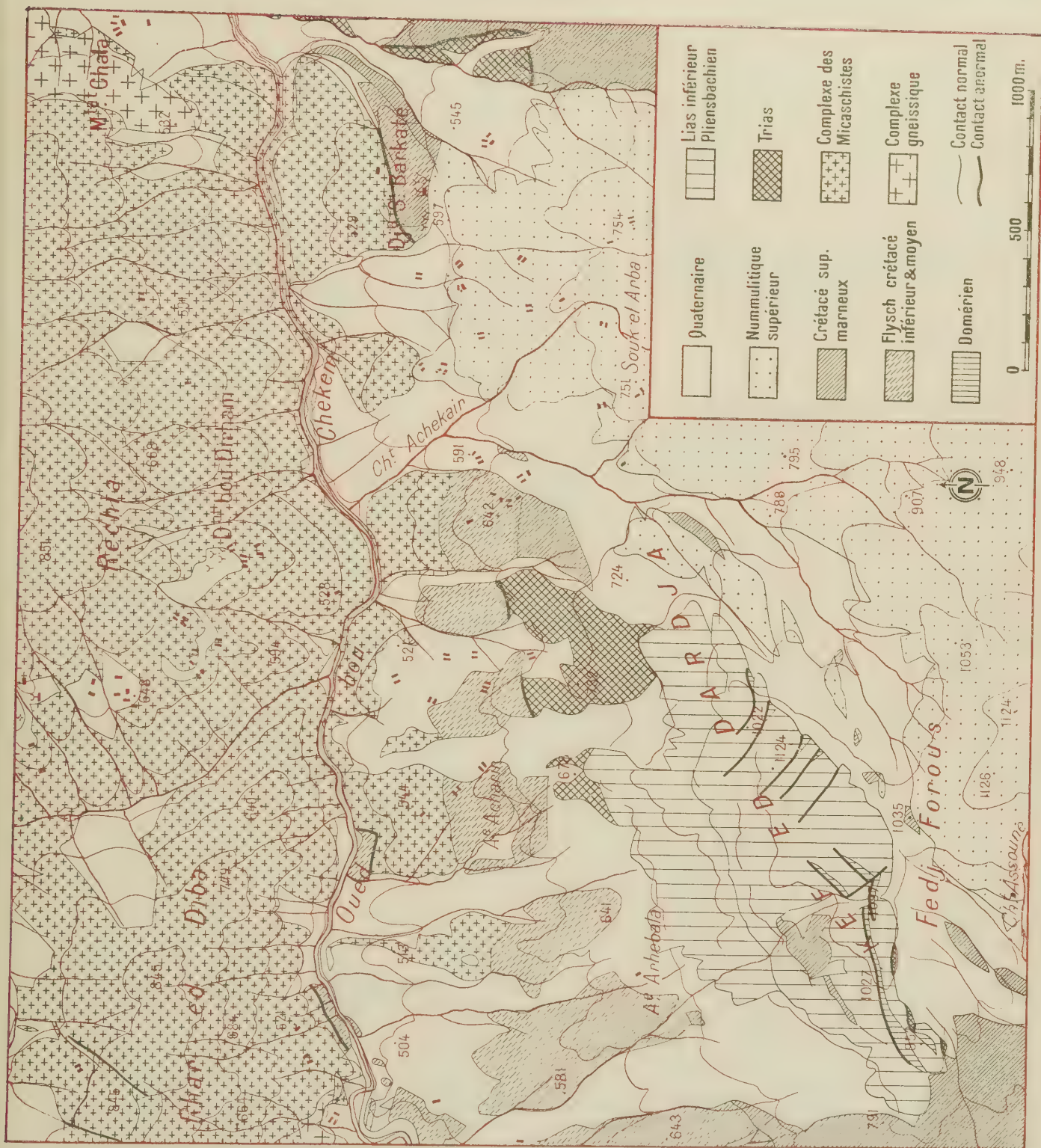


FIG. 97. — Carte au 20.000e de la région du Kef Dardja.

L'enveloppe sédimentaire du flanc normal du pli couché bordier est visible sur 3 km de front. Plus à l'W, comme nous l'avons vu, et plus à l'E, comme nous le verrons, on n'observe plus que la couverture sédimentaire appartenant au flanc inverse de l'anticlinal bordier. La transition entre ces domaines devrait laisser apparaître *par la tranche* la charnière subhorizontale de ce pli.

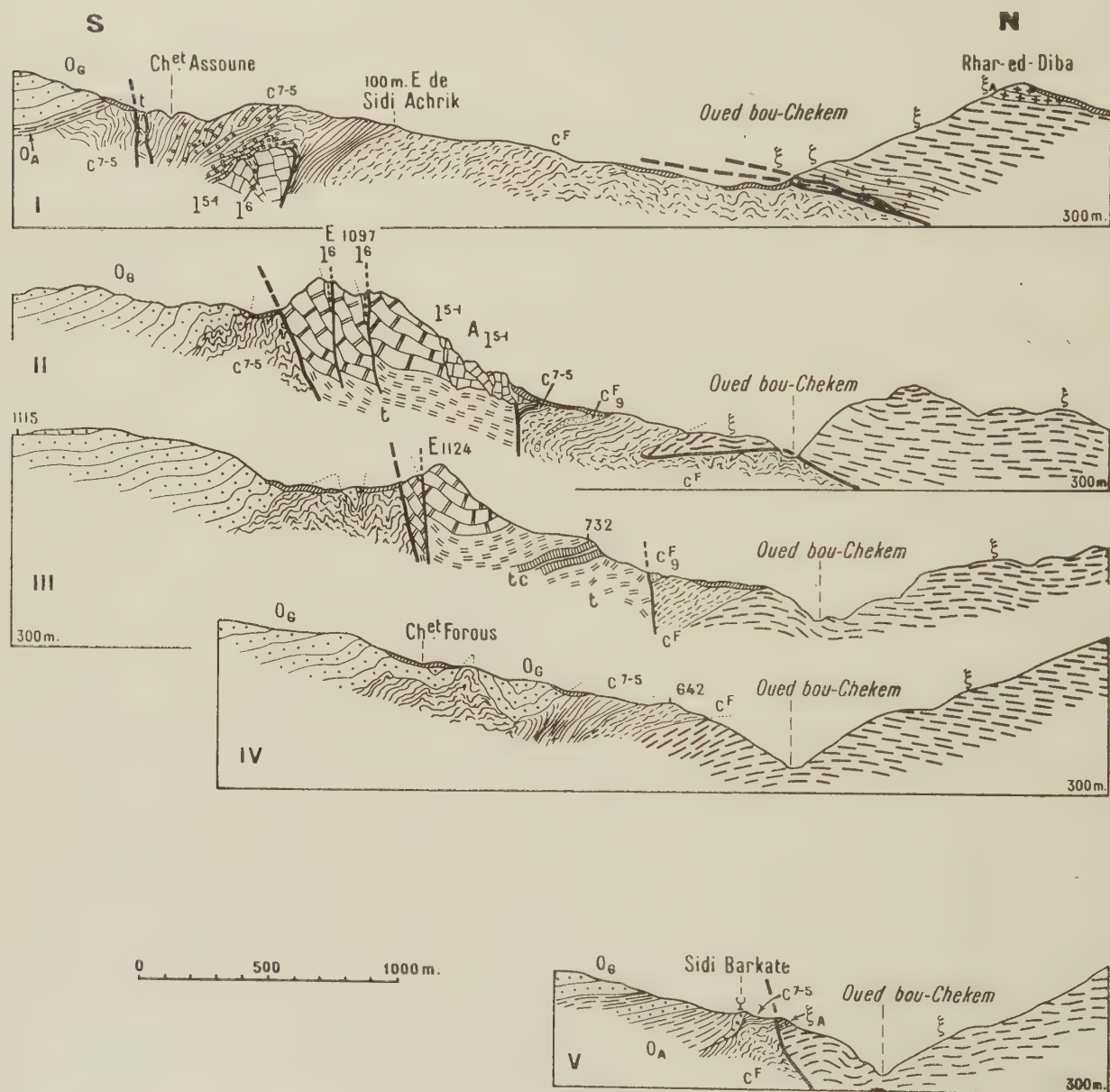


FIG. 98. — Coupes sériees de la région du Kef Dardja.

ξ, gneiss; ξ, micaschistes; ξA, arkoses et porphyroïdes; t, complexe triasique avec calcaires (tc); l⁵⁻¹, Lias inf.-Pliensbachien calcaire; l⁶, Domérien; ct, Flysch crétacé, avec niveaux gréseux (c^{fg}); c⁷⁻⁵, Sémonien, parfois avec galets; O_A, Néonummulitique à dominante argileuse; O_G, « Numidien » gréseux; A l⁵⁻¹, éboulis en masse du Lias.
Contacts anormaux en traits forts.

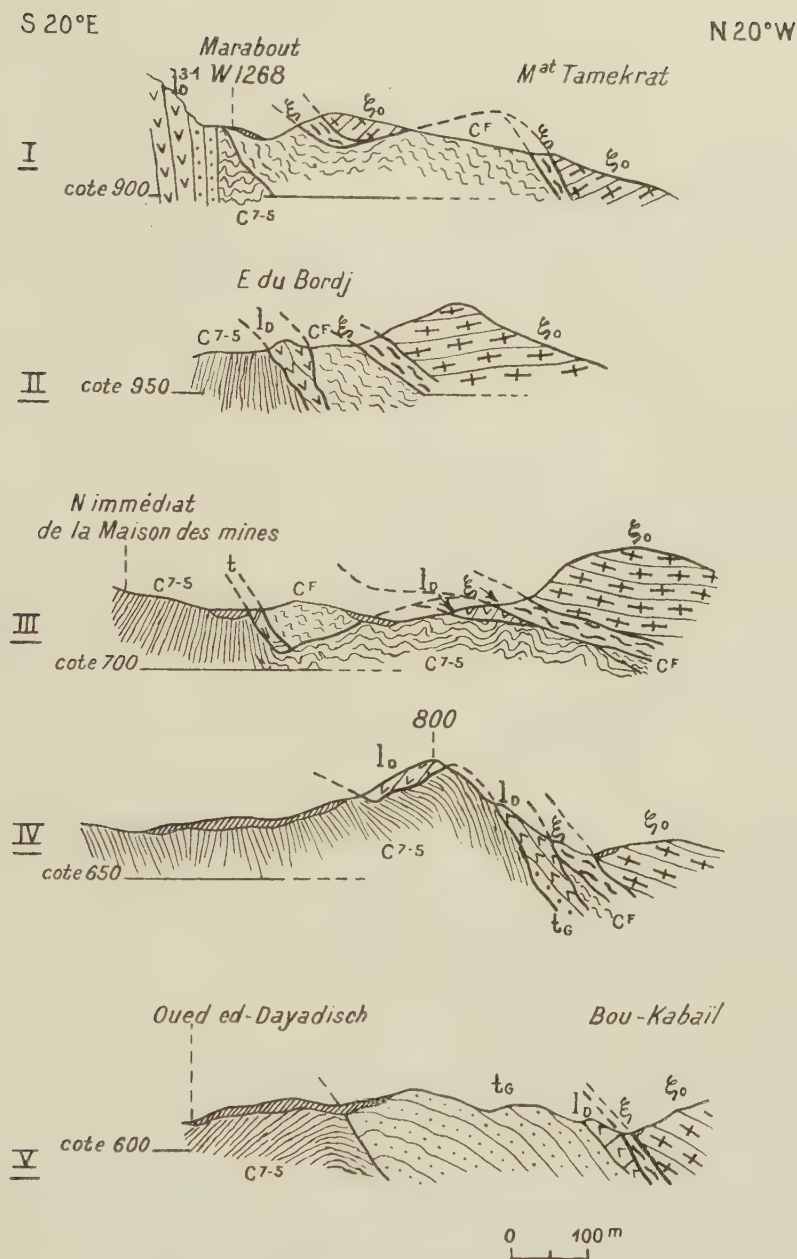


FIG. 99. — Coupes sériees au N du Dj. Sidi-Marouf.

ξ₀, gneiss œillés; ξ, micaschistes; t, Trias gypsifère; tg, Trias schisto-gréseux; l⁵⁻¹ D et l D, Lias inf. et Lias indéterminé, dolomitiques; c^f, Flysch crétacé; c⁷⁻⁵, Sénonien marneux.

A l'W, le bord E-W du massif paléozoïque, jusque-là situé sur la rive septentrionale de l'O. Itera (= O. bou-Chekem), prend brutalement une direction méridienne qui l'amène à traverser cette rivière, avant de redevenir de nouveau E-W sur la rive méridionale de cette dernière. Malheureusement des éboulis drapent la pente où se fait le contact du Flysch avec le Cristallophyllien. La couverture crétacée permet toutefois d'observer beaucoup mieux la disposition en pli couché.

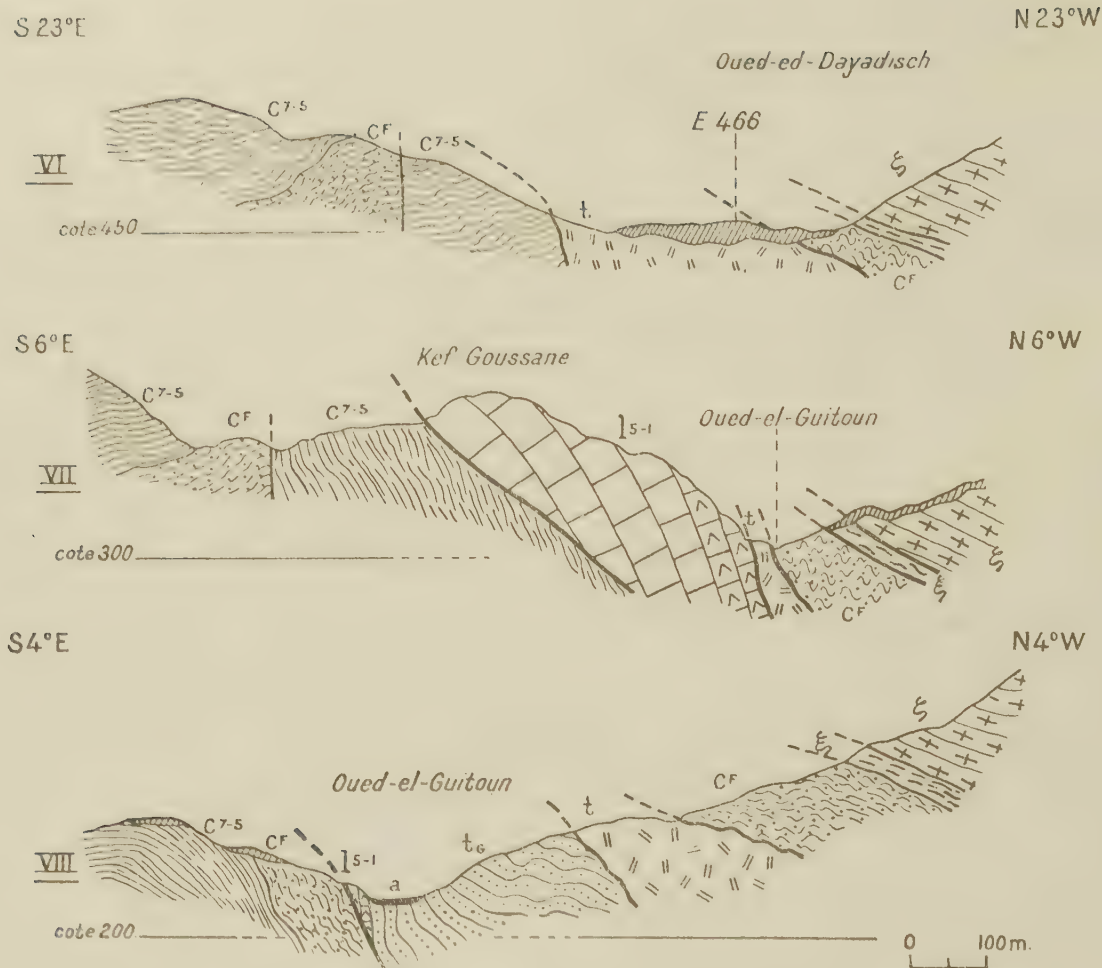


FIG. 100. — Coupes sériees au NE du Dj. Sidi-Marouf.
Même légende que la fig. 99, plus : ζ, gneiss fins.

La surface que forme la limite stratigraphique entre Flysch et Sénonien subit une torsion totale en quelques centaines de mètres : renversée, avec un léger plongement nord, à l'W de Sidi-el-Keloua; verticale au passage de l'O. Itera; normale avec léger pendage sud, sur la crête Tourharhane. Du fait de leur juxtaposition, le Flysch du flanc normal et celui du flanc inverse, directement superposés, affleurent largement autour de la M^{at} Meriouma : comme on pouvait s'y attendre, les plongements sont extrêmement irréguliers dans la masse du Flysch.

A l'E, dans la région de Sidi-Barkate, la torsion du pli couché est moins subite qu'à l'W (fig. 98, coupe V). Le contact entre les micaschistes et leur couverture crétacée méridionale devient progressivement vertical et montre des étirements, qui amènent, près du marabout Sidi-Barkate, le Sénonien directement contre les micaschistes. Juste à l'E, la bordure du massif ancien tourne progressivement jusqu'à redevenir N-S et franchir l'O. Itera. Au N de cette rivière, autour de la M^{at} Chala, on retrouve le régime habituel : le Flysch plonge sous le Cristalophyllien dont le sépare un contact anormal proche de l'horizontale.

3. Nous arrivons ainsi au NIVEAU DU DJ. SIDI-MAROUF. La bordure du massif ancien prend alors une direction SW-NE. Le Cristallophyllien acquiert à nouveau une allure en loupe, ce qui permet aux gneiss d'affleurer largement. D'allure très tranquille, ceux-ci plongent au N sous les micaschistes du Dj. Ta-Fertas. Au S, ils surmontent le Mésozoïque par l'intermédiaire d'une lame de micaschistes, extrêmement mince et parfois totalement écrasée : c'est le résidu laminé et décollé du flanc inverse du pli couché bordier.

Sous cette lame de micaschistes, la situation n'est pas aussi simple qu'elle l'était plus à l'W. Deux écailles à matériel mésozoïque s'intercalent entre le Cristallophyllien chevauchant et l'autochtone sénonien. Les fig. 99 et 100 montrent l'aspect de ces unités, selon les diverses transversales.

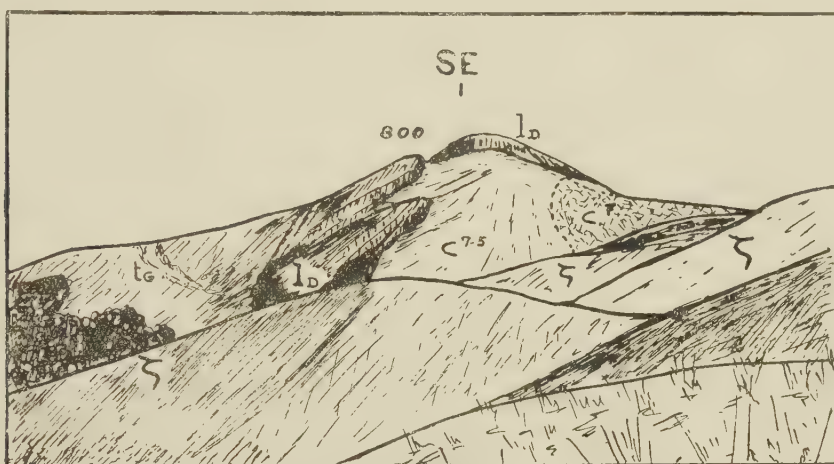


FIG. 101. — Écaillage au N des maisons de la mine du Sidi-Marouf.
Vue depuis le N. Sous les gneiss (G), écaille de Flysch crétacé (C⁴). Sous celle-ci, écaille de Lias dolomitique (lD) et Trias schisto-gréseux (tg). Sénonien marneux (C⁷⁻⁵) parautochtone.

La plus élevée de ces écailles (*écaille de la Dechret Berkane*) est exclusivement constituée de Flysch : sa puissance ne dépasse pas en général quelques dizaines de mètres. Cette lame correspond peut-être en partie à la couverture crétacée appartenant au flanc inverse de l'anticlinal couché bordier, complètement dilacérée.

L'unité inférieure (*écaille du Kef Goussane*) est formée de calcaires liasiques, de grès et schistes du Trias supérieur et d'éléments du « complexe triasique » gypsifère. Cette unité ne prend naissance qu'à l'E du Bordj du Sidi-Marouf : constituée d'abord de paquets isolés (fig. 101), elle acquiert vers le NE une certaine continuité. Il semble que cette écaille résulte de l'évolution d'une cordillère d'âge crétacé, tout à fait indépendante du bord du massif ancien. Ce pli se serait ensuite développé en se couchant vers le S : le Trias paraît occuper le cœur de cet anticlinal dont les calcaires du Lias formeraient l'enveloppe, surtout conservée dans le flanc inverse, comme au Kef Goussane (fig. 102 et fig. 100, coupe VII). Ajoutons que, dans cette unité, le Trias gypsifère n'occupe plus sa place stratigraphique normale.

Au NW du Sidi-Marouf, une complication supplémentaire surgit. Le Flysch de l'écaille supérieure dessine en effet un profond mais étroit rentrant vers le N, au milieu du Cristallophyllien de la Mat Tamekrat. La fig. 103 montre diverses coupes de cette curieuse demi-fenêtre, qui témoigne des irrégularités de la surface de base du Cristallophyllien chevauchant.

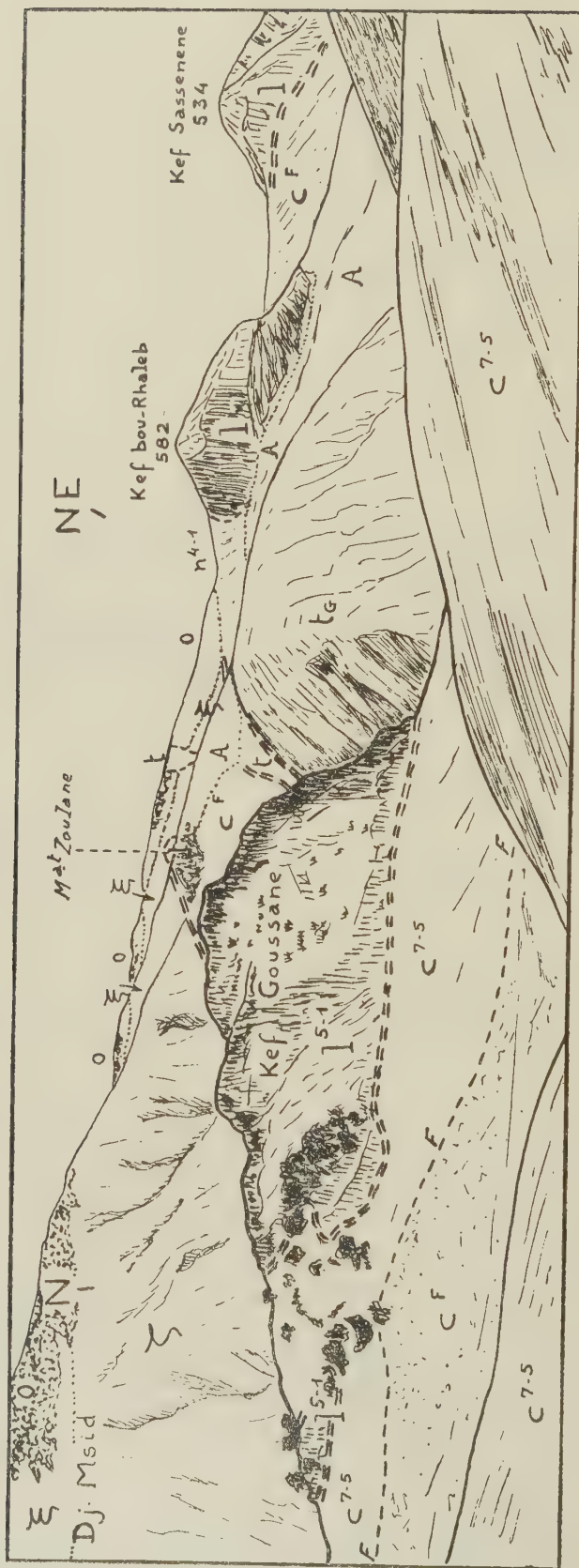


FIG. 102. — Rapports de l'écaïlle du Kef Goussane avec celle des Kefs bou-Rhaleb et Sassenene.
 A gauche, nappe bordière : γ , gneiss; ξ , micaschistes. Au-dessous, lame de Flysch crétacé (c^f), puis écaïlle du Kef Goussane (t, Trias gypsifère; t g, Trias schisto-gréseux; l^{s.1} et l, Lias inf. ou indéterminé, calcaire; n^{4.1}, Crétacé inf.). Parautochtone : Flysch crétacé (c^f , à droite) et Sénonien marneux (c^{2-3}). Au fond, Néomultilique (O), discordant sur les structures. Éboulis : A. Faille : F... F.

D. Le massif du Moul-ed-Demamene

Une carte au 20.000^e (pl. 3 et pl. 8) situe les affleurements. Des coupes sériees, les unes transversales (pl. 9), les autres parallèles au bord du massif kabyle (pl. 10), permettent de se rendre compte de l'extrême complexité de ce secteur.

Le massif du Moul-ed-Demamene a été cartographié par G. Bétier (1933), qui en donna, avec M. Roubault (1933), une brève description. Leur conclusion était que « ce massif se présente comme un dôme anticlinal [où] les schistes cristallins reposent sur le Lias et le Crétacé inférieur fossilifères ». L'observation était capitale, mais ces auteurs semblaient admettre que le métamorphisme, supposé avoir agi au Tertiaire, avait affecté préférentiellement les assises superposées au Crétacé inférieur, sans modifier ni ce dernier ni le Lias sous-jacent.

De la description de G. Bétier, L. Joleaud (1936, p. 60-61) tira l'hypothèse « qu'un contact anormal amène ici des formations cristallophylliennes antécétacées, c'est-à-dire anciennes, sur le dôme liasico-crétacé ». Nous avons confirmé cette manière de voir, en donnant une première esquisse fragmentaire de la structure du Moul-ed-Demamene (1948 a).

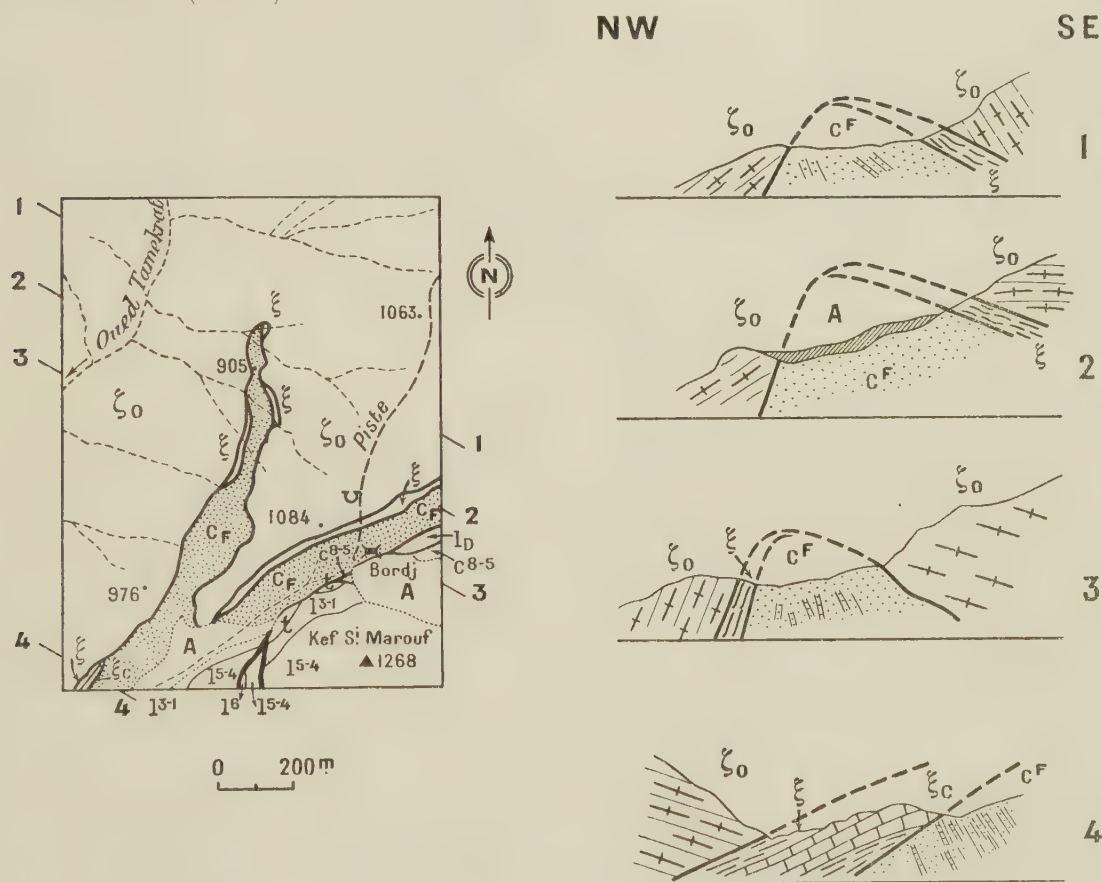


FIG. 103. — Plan et coupes sériees de la demi-fenêtre de la Mechtat Tamekrat.

ζ₀, gneiss ceillés; ξ, micaschistes; ξc, cipolins; t, Trias sup.; lD, Lias dolomitisé; l³-¹, Rhétien à Sinémurien; l⁵-⁴, Lotharingien-Pliensbachien; l⁶, Domérien; cᶠ, Flysch crétacé; cᶠ-⁵, Sénonien marneux; A, éboulis.

Au S d'El Milia, l'O. el-Kebir a creusé son lit sur plus d'un millier de mètres de profondeur. Grâce à cette gigantesque et étroite entaille, on peut voir que le Cristallophyllien du massif kabyle repose



FIG. 104. — Schéma géologique au 50.000^e des environs d'El Milia.

sur le Secondaire de la chaîne numidique, qui dessine le long du fleuve un rentrant vers le N, sur environ 8 km.

Le flanc occidental du Moul-ed-Demamene, qui forme la rive droite de l'O. el-Kebir, montre, sous le Paléozoïque charrié, quatre écailles intercalaires à matériel mésozoïque, sous la poussée desquelles l'autochtone méridional est lui-même bousculé (photo 2 de la pl. 6).

A l'W, sur la rive gauche du Kebir, ces unités tectoniques sont recouvertes en discordance par le Néonummulitique du synclinal des Ouled-Yaya. Une tectonique tardive, post-oligocène, a toutefois quelque peu modifié l'ordonnance générale du Moul-ed-Demamene.

Notre examen commencera par les unités tectoniques les plus septentrionales, c'est-à-dire les plus élevées, pour s'achever par les plus méridionales.

1. LA NAPPE BORDIÈRE

L'épaisse carapace de schistes et calcschistes sériciteux qui porte les plus hauts sommets du Moul-ed-Demamene (point culminant à la cote 1176) n'est pas simplement poussée, comme on pourrait le croire, sur la série mésozoïque plus méridionale. Précisons d'abord que ces schistes épimétamorphiques paléozoïques pendent périclinalement, vers l'E, le NE et le N, le plus souvent avec des plongements réguliers et modérés.

On constate que cette formation devient de plus en plus métamorphique à mesure que l'on va vers le N, c'est-à-dire qu'on monte apparemment dans la série. On part, à la base, de niveaux à peine modifiés, légèrement sériciteux; on arrive au sommet, avec des transitions successives, à de vrais micaschistes, que l'on voit plonger sous des gneiss.

Ce fait est observable (fig. 104) d'abord au S d'El Milia : à 700 m à l'W de la Mat bou-Friche, des gneiss, que recoupe la voie ferrée Djidjelli-Sidi Marouf, sont appuyés sur les micaschistes, avec un pendage de l'ordre de 30 à 50°. Il en est de même à l'E d'El Milia : au NE de la Mat el-Bharri, en particulier sur la route nationale Alger-Tunis, au NNE de la cote 306, les micaschistes plongent à environ 40° N sous un complexe gneissique (injecté de roches granitoïdes). Précisons toutefois que, vers la Dechret Tsemerine, une fracture courbe, inclinée de manière assez variable et minéralisée (recherches romaines), trouble les rapports normaux entre gneiss et micaschistes : cette faille semble d'ailleurs affecter l'Oligocène.

Cet affleurement gneissique est recouvert plus au N, vers la Mat bou-Dillous, par une nouvelle série de micaschistes, subhorizontale. Il résulte de cet exposé que les gneiss situés à l'E d'El Milia forment l'axe d'un anticlinal dirigé E-W, couché en direction du S (fig. 11). A peu de distance à l'E et à l'W, cette structure s'enfouit sous les argilites néonummulitiques discordantes.

En conclusion, la puissante masse de micaschistes qui couronne le Moul-ed-Demamene représente selon toute vraisemblance un élément du flanc inverse de cet anticlinal.

Effectivement, sous les micaschistes, viennent en continuité des formations non métamorphiques, que nous avons pu dater du Tithonique. Le contact entre le Cristallophyllien et le Jurassique supérieur paraît en général normal, bien que renversé. Il est toutefois étiré en plusieurs points : Aïn-Boukredèche et surtout environs de la Mat Amrioune.

Le Jurassique supérieur comprend de haut en bas (topographiquement) des faciès d'abord très détritiques (ancienne base de la transgression), puis schisteux et schisto-calcaires. Les niveaux les plus « inférieurs » semblent déjà appartenir au Berriasien.

Nous plaçons sous ce complexe tithonique le contact anormal majeur, limitant la nappe bordière de son substratum. En effet on voit plonger au-dessous un Flysch schisto-gréseux d'âge crétacé (post-barrémien). Le contact entre les deux formations est d'ailleurs difficile à saisir, le Tithonique possédant fréquemment lui-même un faciès voisin de celui d'un Flysch.

Quand on se dirige vers le SE, le complexe tithonique s'effile jusqu'à disparaître. Il ne semble plus représenté à l'W de la cote 1176 : le Cristallophyllien de la nappe repose directement sur les unités tectoniques plus basses. A l'E de la Dechret el-Akbia, le Paléozoïque descend à une altitude très basse. Le feston que décrit le contact anormal, base de la nappe, correspond peut-être au glissement par gravité d'un énorme paquet de Cristallophyllien. Enfin au NE de la Mat Beni-Haï, le Paléozoïque, au contact du Crétacé plus méridional qu'il chevauche, dessine un net pli en genou (fig. 58).

Quand on va vers le SW, à partir du fond de la demi-fenêtre, le contact anormal formant la base de la nappe bordière disparaît, d'abord sous les alluvions, ensuite sous le Néonummulitique discordant. Sur la rive gauche de l'Oued-el-Kebir, un important affleurement de micaschistes jalonne le passage du Cristallophyllien de la nappe, que l'on est en droit de supposer directement superposé au Crétacé inférieur et au Jurassique de l'écaille de Tissimiran.

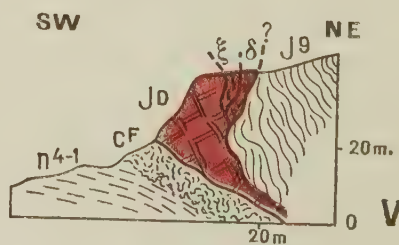
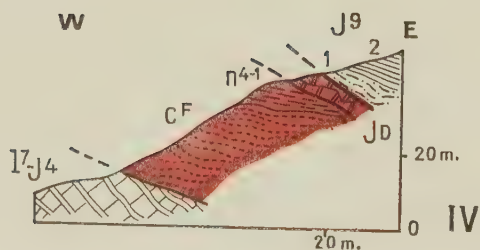
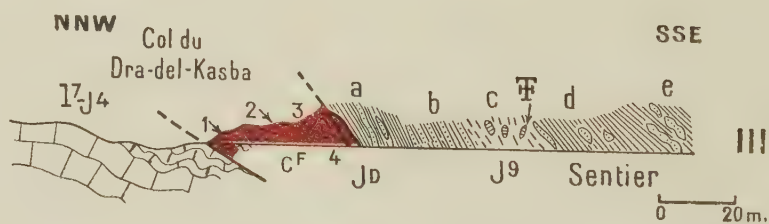
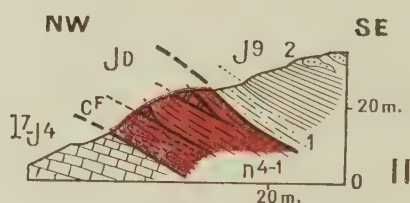
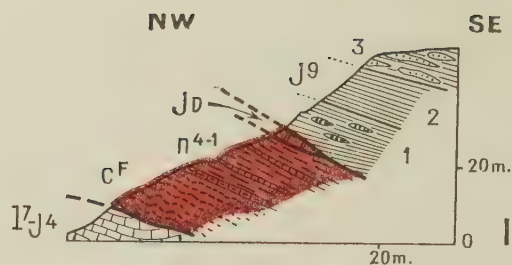
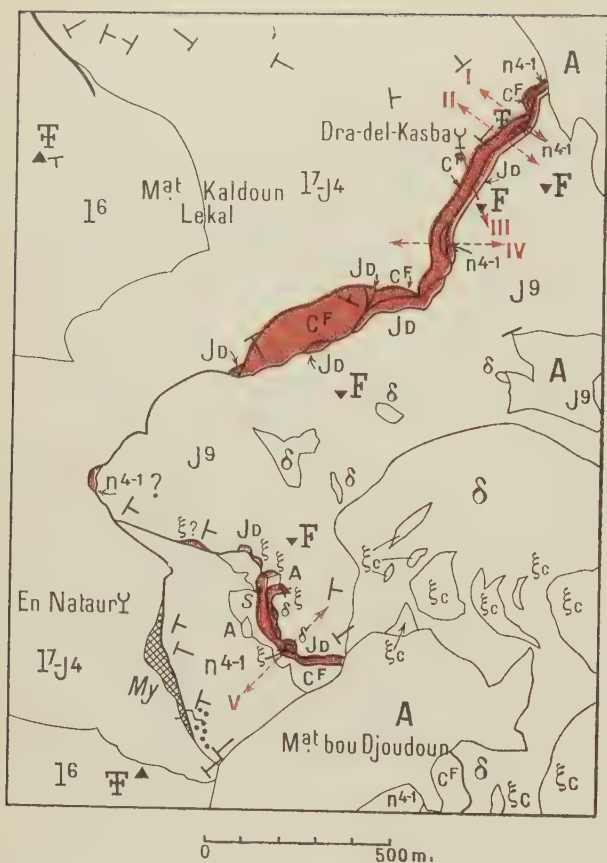


FIG. 105. — Plan et coupes sériees de l'écaille du Dra-el-Kasba.

ξ, micaschistes; ξ c, calcschistes à sérinite; δ, roches vertes; l⁶, Domérien; l^{2-j⁴}, Lias sup. à Malm inf.; j^d, dolomies du Malm(?); j⁹, Tithonique; n⁴⁻¹, Crétacé inf. marneux; c^f, Flysch crétacé; A, éboulis. My, mylonites. F, gîtes à Calpionelles.

Détail de la coupe III : 1, schistes grumeleux; 2, Flysch; 3, zone gréseuse; 4, schistes noirs brillants. j⁹ : a, schistes, calcaireux de grès; e, schistes terreux verdâtres et quartzites massifs.

Détail des coupes I, II et IV : 1, schistes jaunâtres ou verdâtres, avec nodules calcaires; 2, schistes; 3, schistes psammitiques ou quartzites.

On retrouve le Paléozoïque à 3 km plus au S, près de la Mat Daressem. De sous la couverture transgressive tertiaire émerge une mince bande de micaschistes, qui forme dans la topographie une petite falaise. Ce Cristallophyllien surmonte à l'horizontale le Flysch crétacé d'une écaille inférieure (dite des Kefs) et se relie sans discontinuité au Paléozoïque chevauchant de la région au N du Sidi-Marouf.

Ainsi la base de la nappe bordière à matériel cristallophyllien du Moul-ed-Demamene constitue simplement la suite du grand chevauchement frontal que nous suivons depuis Texenna.

2. L'ÉCAILLE DU DRA-EL-KASBA

Elle sépare, sur la rive droite de l'O. el-Kebir, le Cristallophyllien ou le Tithonique appartenant à la nappe bordière d'avec le Jurassique ou le Crétacé de l'écaille de Tissimiran, immédiatement sous-jacente. Son importance est locale : on ne l'observe que sur 4 km du N au S, depuis la région de l'Aïn beni-Chebar jusqu'au-dessus d'El-Akbia.

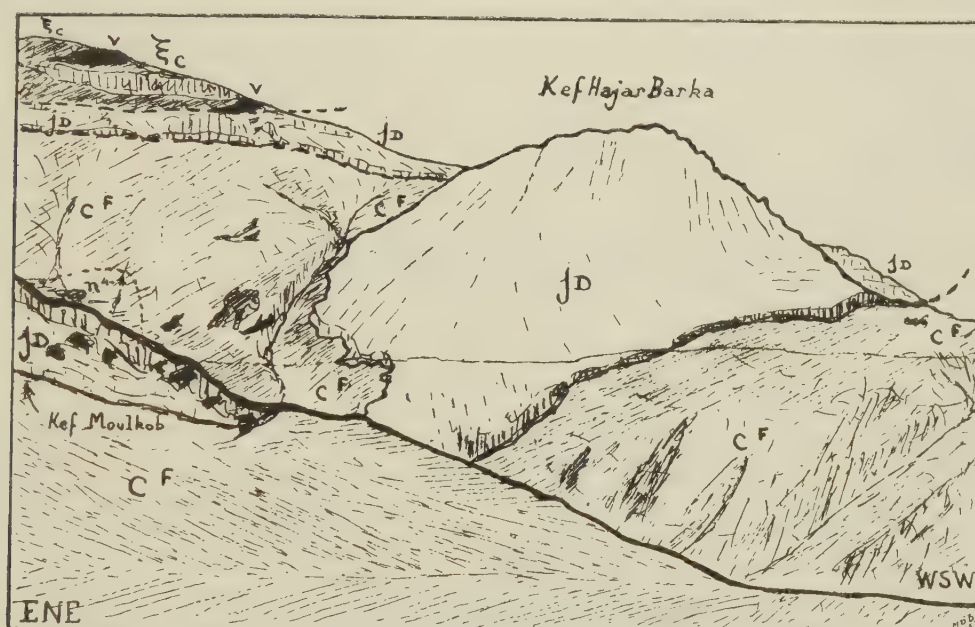


FIG. 106. — Le pli en genou, frontal, de l'écaille du Dra-el-Kasba.

A gauche, en haut, la nappe : ξc , calcschistes à séricite, injectés de dolérite (v). Sous elle, écaille du Dra : jD, dolomies blanches du Malm (?), encapuchonnant l'écaille de Tissimiran (n^{4-1} , Crétacé inf. marneux ; c', Flysch crétacé, partie gauche de la figure). A droite, Flysch crétacé de l'écaille inf., des Kefs.

Au N de Bou-Djoudoun (fig. 105), cette écaille comporte essentiellement des dolomies d'âge indéterminé, attribuables à du Malm (p. 215). Leur contact avec le Tithonique sus-jacent, appartenant à la nappe bordière, est toujours froissé. On pourrait cependant penser que ces dolomies ne constituent qu'un faciès local du Tithonique si, au N de Bou-Djoudoun, des échardes de micaschistes ne séparaient les deux formations.

Dans la région de Kaldoun-Lekhal, on observe, sous les dolomies, des copeaux de marnes néocomiennes, de Flysch crétacé moyen et supérieur. L'ordre stratigraphique de ces formations est souvent inversé. Les coupes de la fig. 105 montrent quelques aspects de ces lames.

Au S de Bou-Djoudoun, l'écaïlle du Dra-el-Kasba ne comporte plus que des dolomies jurassiques (avec des passées de faciès différent, interstratifiées). Elles séparent, à l'horizontale, le Cristallophyllien de la nappe, au-dessus, du Flysch crétacé de l'écaïlle de Tissimiran, au-dessous.

Très localement, au NW et au N de la cote 700, des paquets de Crétacé supérieur (marnes et Flysch calcaireux, d'âge sénonien élevé) sont intercalés entre les caleschistes paléozoïques et les dolomies de l'écaïlle du Dra-el-Kasba (fig. 43).

Dans cette région, l'importance de cette unité s'accroît beaucoup. En même temps, on la voit se courber vers le bas en dessinant un magnifique pli en genou. Dans ce mouvement, les dolomies encapuchonnent totalement l'écaïlle immédiatement sous-jacente (écaïlle de Tissimiran) et arrivent ainsi directement sur l'écaïlle plus inférieure des Kefs (fig. 106).

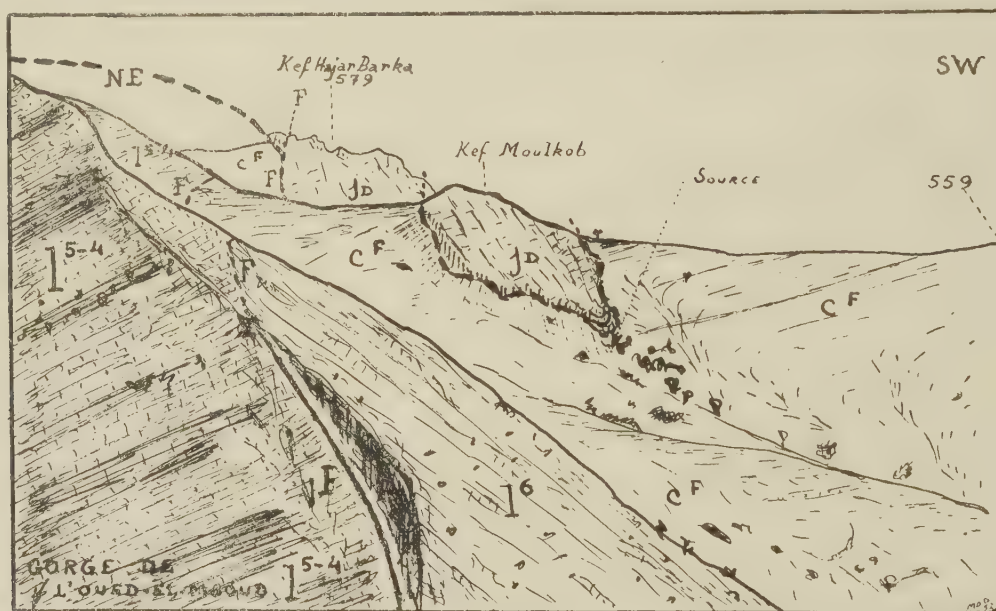


FIG. 107. — Le diverticule de l'écaïlle du Dra-el-Kasba, à l'E de Tissimiran.

Écaïlle du Dra : jD, dolomies du Malm(?). Sous elle, écaïlle de Tissimiran : I⁵⁻⁴, Lotharingien-Pliensbachien calcaire; I⁶, Domérien marno-calcaire; c^f, Flysch crétacé. Au centre et à droite, sous les deux unités précédentes, Flysch crétacé (c^f) de l'écaïlle des Kefs. F...F : faille tardive.

La masse dolomitique émet un *diverticule vers le NW*. Cette bande constitue le Kef Hajar-Barka (400 m à l'W de la cote 700) puis le Kef Moulkob (300 m à l'E de la cote 559). Les dolomies de ce dernier piton flottent au N sur le Flysch crétacé de l'unité des Kefs. Une ébauche de charnière pseudosynclinal (fig. 107) est même observable. En ce point jaillit une source, dont la relative abondance ne s'explique guère qu'en admettant que ses eaux proviennent de la zone du Kef Hajar-Barka : ce qui paraît constituer une preuve supplémentaire du non-enracinement des dolomies de ce relief.

3. L'ÉCAILLE DE TISSIMIRAN

Cette unité, toute entière située sur la rive droite de l'O. el-Kebir, est la plus puissante. Elle est formée, dans l'ordre stratigraphique normal, par des assises allant du Lias basal jusqu'au Crétacé moyen-supérieur (?) et dont l'épaisseur cumulée dépasse un millier de mètres.

Dans la partie septentrionale de l'écaïlle, au N de Taskif, les plongements ont lieu régulièrement vers le N. Le Flysch crétacé qui termine la série stratigraphique de l'écaïlle s'enfonce ainsi sous le Tithonique de la nappe bordière.

Au voisinage du contact anormal qui est supposé séparer les deux formations, les pendages du Flysch s'accroissent et se font un peu dans tous les sens : le fait est bien visible dans le talus de la voie ferrée. Plus au SE, vers Bou-Hdach, la série schisteuse crétacée de l'écaïlle est passablement laminée : de petites cassures, orientées NE-SW, décrochent à plusieurs reprises son contact sur les calcaires jurassiques. De plus une zone de flexure, dirigée apparemment E-W, détermine des changements de pendage dans le Crétacé au SE de Bou-Akal : le prolongement de cet accident paraît se retrouver plus à l'E, dans le Cristallophyllien de la nappe bordière, sur la pente au N de Sidi-Nchitt (pl. 7, coupe 27).

Entre Taskif et Kaldoun-Lekhal, des cassures accidentent les calcaires liasiques de l'écaïlle de Tissimiran, qui affleurent largement. Leur pendage moyen se fait d'ailleurs non plus au N mais au SE.

La crête de la cote 916 joue ainsi, comme l'a bien vu G. Bétier (1933), le rôle d'un axe anticlinal E-W : à son voisinage, d'ailleurs, les plongements sont passablement désordonnés. Au SE de Kaldoun-Lekhal, la série stratigraphique de l'écaïlle ne dépasse pas le Dogger-Malm inférieur, surmonté directement par l'unité du Dra-el-Kasba.

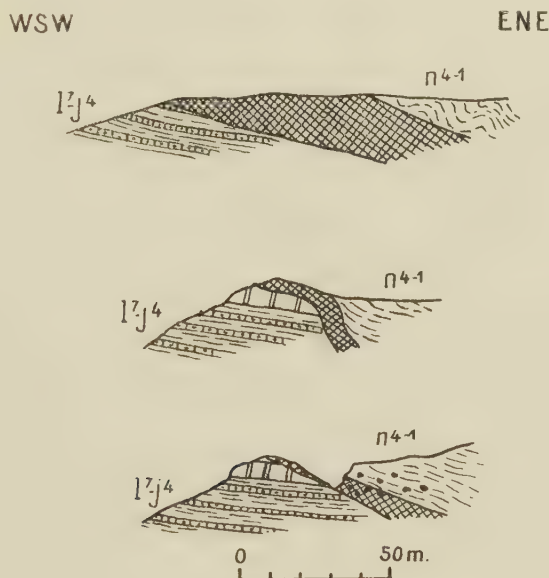


FIG. 108. — Le décollement de Bou-Djoudoun.

Décollement entre les marnes du Crétacé inf. (n⁴⁻¹) et les calcaires du Lias sup.-Dogger (l^{7-j4}). Galets dans le Crétacé (points noirs). Minéralisation au contact (quadrillé).

Entre le Chabet Dardar et l'O. el-Msoub, l'écaïlle de Tissimiran montre une grande masse de calcaires liasiques reposant sur le Flysch crétacé de l'unité inférieure. Cette énorme carapace, ployée en un demi-dôme très surbaissé (photo 2 de la pl. 6), est brisée en son milieu par une grande faille, due à une phase tectonique tardive dont il sera question plus loin. Néanmoins, à peu de choses près, la série jurassique de l'écaïlle de Tissimiran est, au niveau de Gardjina, subhorizontale. Le Crétacé inférieur marneux, qui la surmonte en légère discordance au SE d'En-Nataur, est localement décollé de son substratum (fig. 108).

Cette surface de contact anormal est minéralisée en « cuivre gris » argentifère à gangue siliceuse (ORCEL, 1931) ainsi que les sédiments avoisinants : calcaires jurassiques sous-jacents, marnes à galets crétacées sus-jacentes. Les travaux miniers (ancienne exploitation de Bou-Djoudoun) prouvent que la surface de base de cette petite « écaille » plonge faiblement vers l'E. Ce *décollement de Bou-Djoudoun* n'est observable que sur 500 m du N au S : dès la cote 827, la série est redevenue normale.

Le repos direct du Lias de l'écaille de Tissimiran sur le Flysch crétacé de l'unité immédiatement inférieure rend compte de la puissante falaise jurassique qui domine l'Oued-el-Kebir. Autour de Taskif, du Trias gypsifère apparaît. Il doit représenter la base normale du Lias, dont il a pu favoriser le déplacement vers le S. Effectivement, au N de la cote 351, ce Trias s'insinue à l'horizontale entre Lias et Crétacé sous-jacent, formant ainsi une véritable semelle à l'écaille.

Enfin, au S de la *Mat Gardjina*, les calcaires liasiques de la bordure méridionale de l'écaille de Tissimiran se ployent vers le bas en un gigantesque genou, admirablement exposé dans la topographie, tant au N de l'O. el-Msoub qu'au SW du point 827.

Du fait de ce pendage, le Lias de l'écaille paraît s'enfoncer sous le Crétacé (Néocomien-Barrémien marneux ou Flysch crétacé) qui le borde au S et au SW. L'examen des contacts, que troublent de menus accidents locaux (fig. 109) permet de rejeter l'hypothèse simpliste qui en découlerait.

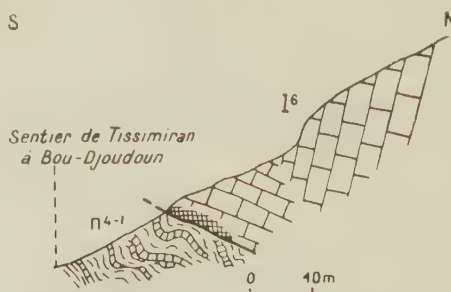


FIG. 109. — Accident local au front de l'écaille de Tissimiran.
16, Domérien; n4-1, Crétacé inf.(?) marneux. Minéralisation en fer (croisillons) entre les deux unités.
Échelle très approximative.

En effet, la surface de contact entre le Lias de l'écaille de Tissimiran et le Crétacé de l'unité sous-jacente, subvertical en surface, se ploie rapidement en plongeant au N jusqu'à devenir quasi horizontal sous le rocher calcaire. Ce contact, minéralisé en hématite (avec un important amas à Tissimiran même) a, en effet, été recoupé par de nombreuses galeries.

Les renseignements suivants qui prouvent de manière irréfutable le charriage du rocher liasique de Tissimiran nous ont été aimablement communiqués par M. A. Fabrègue, directeur de l'exploitation, d'après les documents de la Société des Mines du Sidi-Marouf :

1) Un travers-banc, à la cote 113, prenant origine dans les marnes crétacées tout près du lit de l'Oued-el-Msoub, a été poursuivi sur une distance totale de 1.350 m, en direction N-8° E¹. Il est demeuré de bout en bout dans les formations tendres marno-schisteuses ou schisto-gréseuses du Crétacé, alors que les ingénieurs comptaient trouver le contact minéralisé du Lias à moins de 700 m de l'entrée. La galerie est restée ainsi dans le Crétacé, sous le rocher calcaire liasique, sur une distance d'environ 650-700 m. En désespoir de cause, on poussa une cheminée vers le haut : elle rencontra les dalles calcaires à la cote 168. Leur contact sur le Flysch crétacé était subhorizontal et d'ailleurs à peine minéralisé...

1. Ce travers-banc est porté en noir sur la carte au 20.000^e (pl. 3).

2) Un second travers-banc, dont l'entrée se place au pied sud-ouest du village minier, à la cote 160, a été poursuivi sur 720 m en direction N-40° E. Il est lui aussi resté constamment dans le Crétacé (Flysch). Une cheminée menée près de son extrémité (à 30 m au NE du puits montant du travers-banc 113) a recoupé la base du Lias, à la cote 170.

Devant une aussi magnifique démonstration du charriage, on doit aussi admettre que l'apophyse calcaire qui prolonge vers le SE l'écaille de Tissimiran (au S de la cote 827) est elle aussi « flottante », en dépit de certaines apparences.

Le ploiement vers le bas, en genou, des bancs liasiques à la partie méridionale de l'écaille, la courbure en pouce du contact anormal dans cette même région, laissent croire que l'unité de Tissimiran n'a jamais été plus loin vers le S : c'est son véritable front que l'érosion a aujourd'hui mis en valeur. L'encapuchonnement total de sa partie sud-est par les dolomies de l'écaille supérieure (du Dra-el-Kasba) en fournit une preuve supplémentaire.

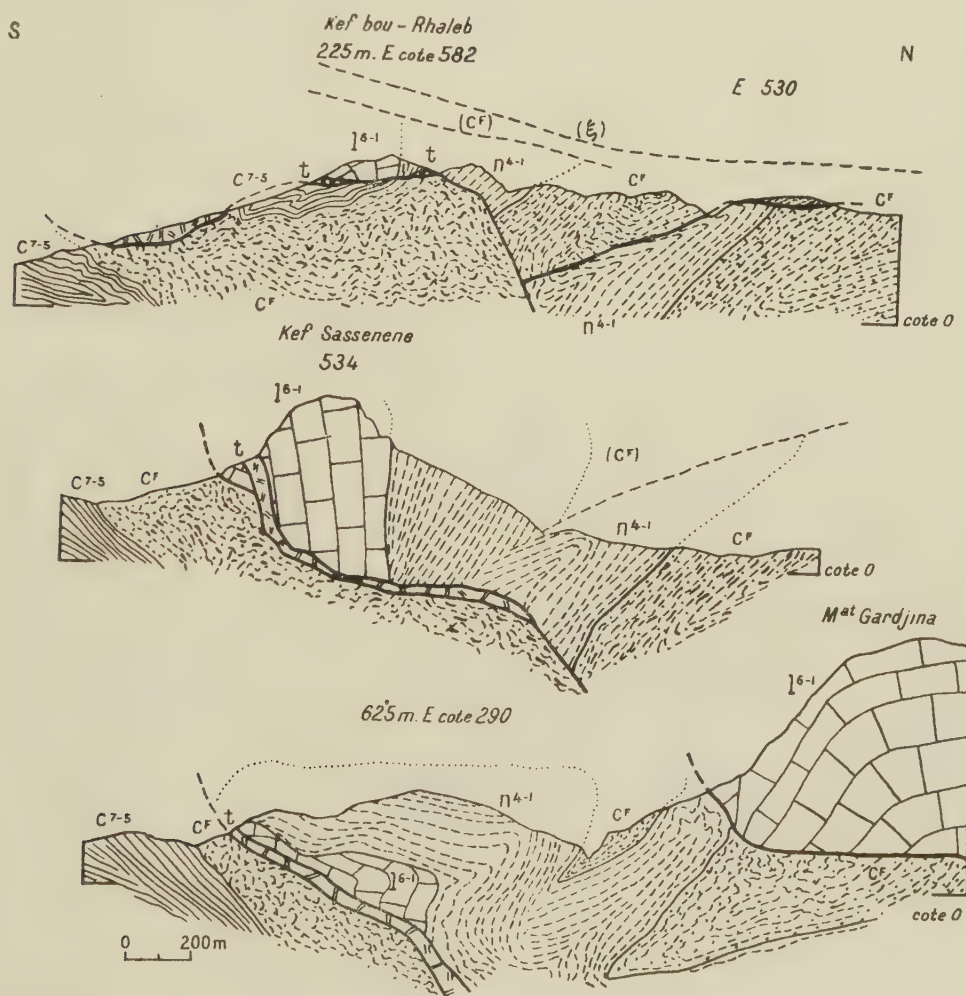


FIG. 110. — Coupes sériees, interprétatives, de l'écaille des Kefs.
t, Trias gypsifère; l⁶⁻¹, Lias calcaire; n⁴⁻¹, Crétacé inf.marneux; c^f, Flysch crétacé post-barrémien; c⁷⁻⁵, Sénonien marneux autochtone.

Le déplacement de l'énorme masse de l'unité de Tissimiran a produit maintes perturbations dans les assises plastiques sous-jacentes. Le Lias est ainsi enfoncé en berceau au sein du Flysch crétacé : les galeries l'ont prouvé au front sud de l'écaille. Il en est de même à sa bordure occidentale, où le contact entre Flysch et Lias, aux rares points où il est visible au N de Tissimiran, apparaît en surface subvertical ou très incliné vers l'E.

4. L'ÉCAILLE DES KEFS SASSENENE ET BOU-RHALEB

Sa série stratigraphique comporte, directement transgressives sur les calcaires du Lias, des marnes du Crétacé inférieur qui passent insensiblement à un Flysch crétacé moyen-supérieur. L'allure de cette unité varie considérablement selon les transversales (fig. 110).

Le long de l'O. el-Kebir (pl. 7 coupe 25), on trouve, immédiatement sous le Trias formant la semelle de l'écaille de Tissimiran, une série crétacée plongeant régulièrement d'une trentaine de degrés vers le S : le Flysch, d'une part, les marnes éocétacées qui le surmontent apparemment, d'autre part, sont extrêmement épais, ce qui laisse supposer l'existence de replis isoclinaux, à charnières invisibles. Vers le S, les marnes du Crétacé inférieur se redressent à mesure qu'on remonte dans la succession stratigraphique. Leur base s'adosse au Lias du Kef Sassenene, dont les puissantes strates sont sub-verticales (au moins au N du rocher). Vers le S, ce Lias chevauche l'autochtone suivant une surface de contact anormal très redressée, soulignée par du Trias gypsifère (fig. 111).

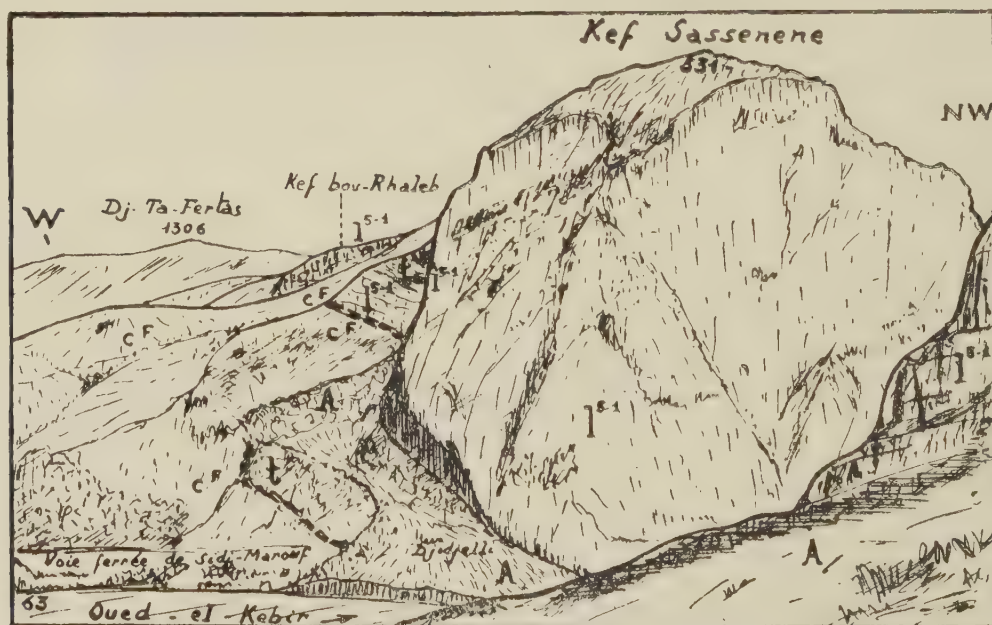


FIG. 111. — Le chevauchement de l'écaille des Kefs, au défilé de Bin-Lakhdar.
Ecaille des Kefs, comportant : t, Trias gypsifère; tg, Trias schisto-gréseux; l⁵⁻¹, Lias calcaire.
Autochtone : c⁷⁻⁸, Sénonien marneux. Éboulis : A.

Sur la rive occidentale de l'O. el-Kebir, la structure de l'écaille des Kefs est extrêmement compliquée. Rappelons que les micaschistes de la nappe bordière la surmontent directement, entre les Mat Zoulane et Daressem.

L'interprétation que nous allons donner ne paraît pas tout à fait satisfaisante, mais nos observations ne semblent pas en permettre d'autre. Elle repose sur les faits essentiels suivants :

a) Le Kef Sassenene et le Kef bou-Rhaleb, situé 1 km plus à l'W (fig. 112 et photo 2 de la pl. 5), sont deux pitons jumeaux à structure presque identique : les bancs de l'un sont rigoureusement dans le prolongement de ceux de l'autre. Un tel fait ne saurait être fortuit et laisse supposer que ces reliefs étaient reliés entre eux, à l'origine. Or, à l'heure actuelle, ils sont séparés par un ensellement garni de Flysch crétacé, faisant partie intégrante des unités plus méridionales, autochtones ou parautochtones.

b) Les rapports entre le Lias des Kefs et ce Flysch autochtone (?) sont certainement anormaux : des lames de Trias les séparent. A l'W et au S du Kef Sassenene, ce contact est subvertical. A l'E du Bou-Rhaleb, il est à fort plongement vers l'W. La liaison entre les deux pitons ne pouvait ainsi avoir lieu que *par-dessus* le Crétacé les séparant actuellement. Celui-ci dessinerait donc une demi-fenêtre vers le N.

c) Une difficulté se présente alors. Ce Flysch autochtone (?) se relie vers le N, sans discontinuité apparente, à celui qui appartient à l'échelle des Kefs. Nous avons supposé, tout à fait arbitrairement, qu'au N de la Dechret Sassenene, un contact anormal plus ou moins redressé séparait ces deux Flyschs (fig. 110, coupe du haut). En vérité, l'examen sur le terrain n'est guère convaincant.

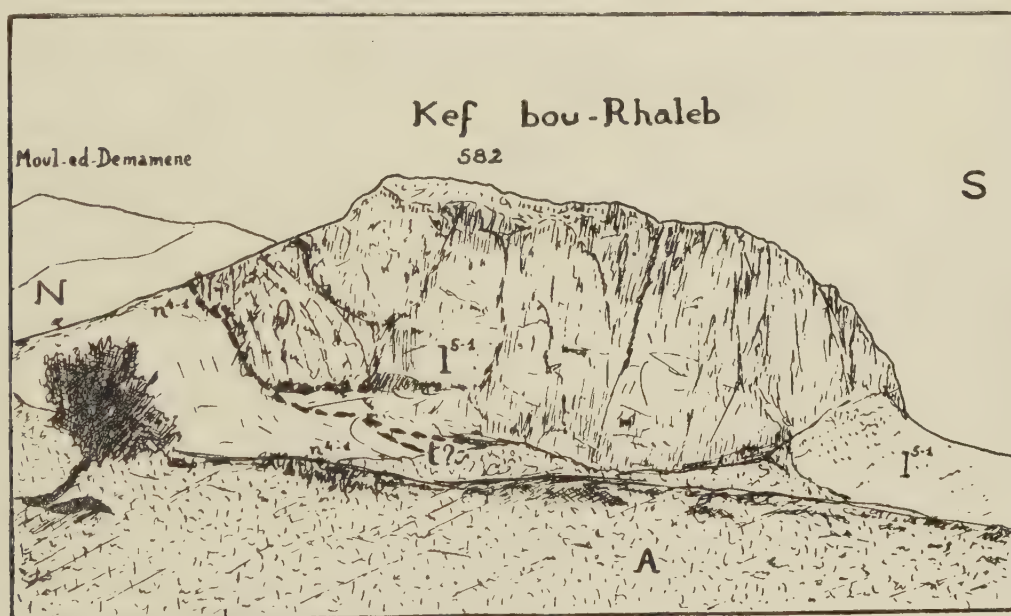


FIG. 112. — Le Kef bou-Rhaleb, vu de l'W.

Rapports obscurs entre : t, Trias (?); l⁵⁻¹, Lias calcaire; n⁴⁻¹, Néocomien marneux. Éboulis (A).

d) Dans la masse même de l'échelle des Kefs, les rapports entre le Flysch crétacé et les marnes du Crétacé inférieur paraissent le plus souvent anormaux. Le jeu tectonique de ces deux formations aurait été ainsi différent, en dépit d'une plasticité comparable.

L'un de ces contacts anormaux apparaît à l'W de la cote 327 : il interrompt à l'W le compartiment du Kef Sassenene. Dans notre hypothèse, il doit buter obliquement contre la surface de base de l'échelle (fig. 110, coupe du haut).

De même, 500 m au SE de la cote 603, le Flysch aurait été décollé et chevaucherait le Crétacé inférieur marneux du compartiment du Kef bou-Rhaleb.

e) Ce dernier accident détermine ainsi dans l'échelle des Kefs la formation d'une *imbrication supérieure*, en Flysch. Elle paraît constituer l'origine de l'échelle de Flysch de la Dechret Berkane, que nous avons décrite plus à l'W, dans la zone du Marouf.

Quant à la partie essentielle de l'unité des Kefs, elle n'est que la suite orientale de l'écaille à matériel triasico-liasique du Kef Goussane.

Sur la rive droite de l'O. el-Kebir (fig. 110, coupe du bas), la surface de contact anormal qui forme la base de l'écaille des Kefs s'aplatit de plus en plus : elle est toujours jalonnée par une lame triasique.

Le Lias chevauchant du Kef Sassenene se poursuit vers l'E jusqu'à la Mat Dra-di-Mira. De ce côté du fleuve, il n'est plus vertical mais plonge modérément vers le N. Sa couverture crétacée, assez tranquille, est simplement accidentée, le long de l'Oued-el-Msoub, par un petit synclinal de Flysch déversé au N.

En allant vers l'E, le Lias s'enfouit sous le Crétacé, qui arrive ainsi à chevaucher directement l'unité sous-jacente, en ébauchant une structure d'anticlinal couché au S (fig. 57). La surface de contact anormal formant la base de l'écaille est assez peu inclinée : jusqu'au ravineau situé à l'E de Dra-di-Mira (Chabet el-Gebs), une lame de Trias la jalonne (fig. 113).

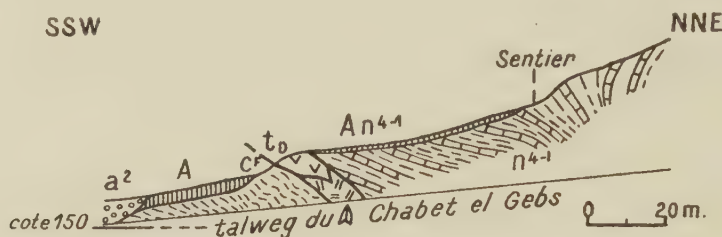


FIG. 113. — Coupe du ravin à l'E de Dra-di-Mira.

tD, dolomies du Trias, emballées dans le gypse. Cette lame sépare l'écaille des Kefs (n⁴⁻¹, Crétacé inf. marneux, plus ou moins glissé) du parautochtone (cf, Flysch crétacé). Éboulis : A. Alluvions : a².

Au NE d'Ark-el-Bir et jusque vers El-Akbia, l'écaille des Kefs ne montre plus guère que du Flysch crétacé moyen-supérieur. Celui-ci s'enfonce au NE sous les dolomies de la tête plongeante de l'écaille du Dra-el-Kasba. Entre les deux unités, des marnes du Crétacé inférieur (Berriasien à Barrémien), étirées et renversées sur le Flysch auquel elles semblent passer stratigraphiquement vers le bas, n'ont pas de rapports très clairs avec les dolomies du Malm (?) qui paraissent les chevaucher au N.

Dans toute cette région, le contact anormal, limitant au S l'écaille des Kefs, se redresse. Le Flysch de cette unité est au contact direct d'une formation schisto-gréseuse, indiquée en « Oligocène (?) » sur la pl. 8, mais dont l'âge crétacé, récemment reconnu, implique la structure en écaille.

UNE LAME DE MICASCHISTES jalonne l'accident qui sépare ces deux formations : on l'observe admirablement au flanc du ravin qui descend d'Ark-el-Bir (fig. 57). Elle se poursuit vers l'E sur plus de 2 km, réduite le plus souvent à de menues esquilles dilacérées.

Cette lame de Paléozoïque peut être interprétée de deux manières. Ou bien elle traduit un écaillage sub-vertical du socle profond (fig. 114, coupe II) ; dans ce cas, on peut s'étonner de ne pas la rencontrer aux points où l'érosion a le plus dégagé la base de l'écaille des Kefs (cluse de l'Oued-el-Kebir), précisément au voisinage du Trias. Ou bien il s'agit d'une tête plongeante de la nappe bordière (fig. 114, coupe I) encapuchonnant l'ensemble des trois écailles du Moul-ed-Demamene ; un jeu tardif aurait réduit cette tête plongeante à une étroite lanière, encadrée entre l'écaille des Kefs et l'écaille sous-jacente. Il est alors curieux de constater que cette lame disparaît vers l'E, dans l'agglomération d'El-Akbia, zone où précisément elle devrait s'épaissir et se relier au Cristallophyllien tout proche de la nappe bordière, qui arrive, près de la Mat Hamdije, à reposer directement sur l'écaille inférieure.

5. L'ÉCAILLE D'EL AKBIA-BENI HAI

Elle correspond au complexe qui, sur les planches hors-texte (1 à 8), porte la teinte jaunâtre et les notations de l'« Oligocène ». Ces assises, dont l'âge nummulitique avait été retenu après de longues hésitations, reposent subhorizontalement, au S, sur les marnes schisteuses du Sénonien autochtone, appartenant au domaine de la chaîne numidique (s.s.).

Ce complexe d'El-Akbia—Beni-Haï admet des intercalations à faciès typiquement flysch. Mais son cachet général, déterminé par des horizons très particuliers (p. 294-298), diffère nettement de celui du Flysch schisto-gréseux crétacé des unités plus septentrionales du Moul-ed-Demamene et aussi du Flysch de la bande bordière que nous suivons depuis Texenna. Il ne peut donc, à ce titre, représenter la suite latérale de ce dernier.

Au S d'Ark-el-Bir, c'est-à-dire à la partie occidentale de l'échelle, ce complexe, fort épais, montre des plongements vers le N, en moyenne assez modérés (fig. 56 et 57). Il comprend essentiellement des horizons sénoniens, en particulier, à sa partie moyenne, des couches à *Globotruncana* sp., Fissurines et Radiolaires (Sénonien inférieur?), et, à sa partie élevée, des marnes à minces lits calcaires (Sénonien moyen-supérieur).

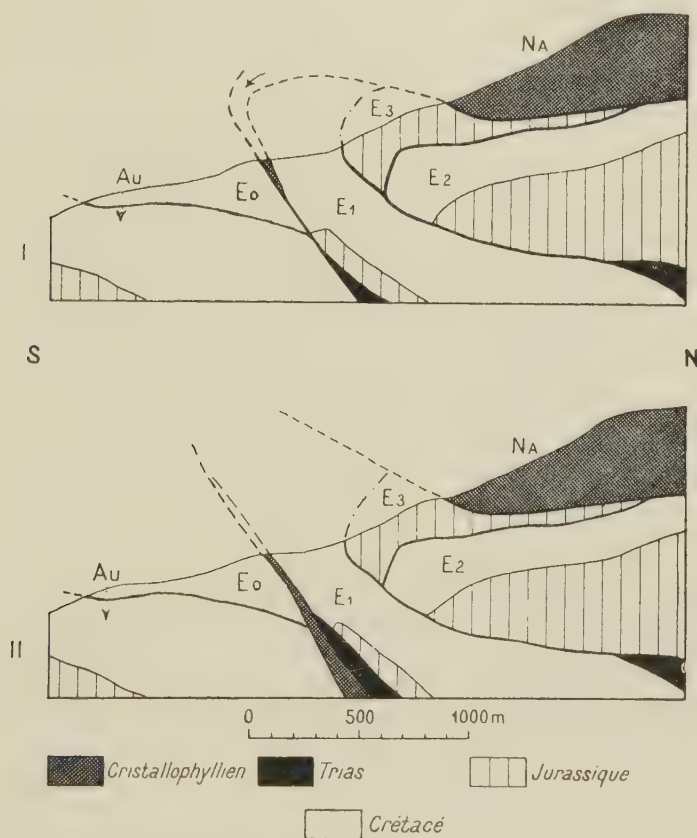


FIG. 114. — Les deux interprétations de la lame de micaschistes au S d'Ark-el-Bir.

Au, Autochtone; E₀, échelle d'El Akbia-Beni Haï; E₁, échelle des Kefs; E₂, échelle de Tissimiran; E₃, échelle du Dra-el-Kasba; NA, Nappe bordière de Petite Kabylie.

Au SE d'El-Akbia, c'est-à-dire en allant vers l'E, cette série, qui jusque-là s'enfonçait sous l'échelle des Kefs, est directement surmontée par le Cristallophyllien de la nappe bordière, dessinant là une curieuse avancée vers le S (glissement par gravité d'un panneau de la nappe ?). L'unité d'El Akbia-Beni Haï est ainsi réduite à quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

Dans la zone de Beni-Haï (fig. 58), immédiatement plus à l'E, elle se développe à nouveau. Le complexe sédimentaire présente les mêmes constituants qu'au S d'Ark-el-Bir, en particulier des horizons calcaires à *Globotruncana* sp., Fissurines et Radiolaires (Sénonien inférieur?). Des assises nummulitiques s'y surajoutent.

Nous avons déjà indiqué les points précis où des faunes du Lutétien supérieur (probablement remaniées dans l'Oligocène) ont été récoltées (p. 358).

Il faut voir dans ces intercalations des indentations de la terminaison sud-ouest de l'aire synclinale à fond nummulitique d'Arago-Aïn Kechera. Les faciès du Tertiaire différant peu en général de ceux du Crétacé de l'écaille, leur séparation n'a pu encore être faite en bien des points.

Quoi qu'il en soit, cela implique que l'écaille d'El Akbia-Beni Haï a joué, au moins partiellement, plus tard (probablement après l'Oligocène, certainement avant le Burdigalien) que la nappe bordière elle-même (antérieure à l'Oligocène supérieur).

Quelle est la signification structurale de cette unité aberrante et en quelque sorte surnuméraire? En l'état présent des données stratigraphiques, on peut proposer deux interprétations. La première consisterait à admettre qu'il s'agit d'une masse éjectée de sous l'écaille des Kefs, à l'heure actuelle immédiatement supérieure. On peut alors s'étonner que l'unité d'El-Akbia ne possède pas d'éléments stratigraphiques incontestablement plus anciens que le Crétacé supérieur et que sa base ne montre nulle part de semelle triasique.

La seconde solution, que nous envisagerions avec faveur, permettrait de voir dans cette unité un fragment du Crétacé supérieur primitivement directement transgressif sur le Paléozoïque du socle kabyle. D'abord supporté par ce dernier lors de son déplacement vers le S, le Crétacé aurait ensuite glissé en avant, entraînant avec lui une semelle de micaschistes (conservée sous forme d'une mince lame, fichée au bord nord de cette unité). Cette écaille par gravité aurait, ce faisant, encapuchonné toutes les autres lames du Moul-ed-Demamene, avant d'être à son tour bousculée et écrasée par le front de ces dernières.

6. L'AUTOCHTONE AU S IMMÉDIAT DU MOUL-ED-DEMAMENE

Au front des unités chevauchantes du Moul-ed-Demamene, l'autochtone montre un Flysch crétacé plongeant vers le N, renversé de la sorte sur les marnes sénoniennes étalées plus au S.

A l'W de l'O. el-Kebir, l'âge de ce Flysch ne paraît pas discutable : il s'agit d'une formation anté-sénonienne. A l'E du fleuve, on le voit s'enfoncer et disparaître sous le complexe de l'écaille d'El Akbia-Beni Haï. Il ne réapparaîtra qu'à l'E d'Arago.

Dans la demi-fenêtre qui sépare les pitons jumeaux du Sassenene et du Bou-Rhaleb, le Flysch autochtone dessine un rentrant vers le N. On conçoit que, sous le poids des unités qui ont été charriées sur lui, il soit extrêmement froissé. Au SW de la cote 401, des marnes du Sénonien inférieur lui paraissent superposées. Elles feraient partie du flanc normal d'un anticlinal couché au S dont le Flysch sous-jacent constituerait le cœur (si tant est que des masses aussi plastiques se prêtent à l'emploi d'une terminologie « classique »).

Ce Flysch est renversé sur les marnes sénoniennes qui lui font suite stratigraphiquement, plus au S. Le contact est d'ailleurs très redressé.

Le Sénonien marneux plus méridional est extrêmement bousculé. La série redevient cependant vite normale. On peut s'en assurer en gravissant le flanc nord du Kef Sidi Bend-en-Nissane: l'Éocène y surmonte normalement le Crétacé supérieur.

7. LES JEUX STRUCTURAUX TARDIFS

Nous avons déjà dit que, immédiatement après l'Oligocène, le massif du Moul-ed-Demamene avait subi certaines déformations. Les unes, de style souple, lui ont donné une allure anticlinale en direction N-S. Mais des accidents tout différents s'y superposent. Ils sont de trois ordres : contacts chevauchants, cassures verticales, montées de Trias diapir.

L'accident chevauchant qui limite au S l'écaille des Kefs met au contact celle-ci avec un complexe actuellement considéré comme crétacé. Formé en même temps que l'ensemble des unités du Moul-

Un certain nombre de cassures plus ou moins parallèles, quelques-unes satellites de la faille de Gardjina, brisent les calcaires liasiques de l'écaille de Tissimiran. Des fractures sans rejet, à remplissage de calcite, apparaissent aussi, avec la même orientation NW-SE, à l'W de Kaldoun-Lekhal.

Il faut insister sur le fait que ces cassures ne sont jamais minéralisées en fer. Les filons d'hématite liés au gîte de Tissimiran suivent de simples fissures de direction générale NNE-SSW. Ils sont totalement indépendants des failles, dont l'âge tardif (postérieur aux charriages et à la minéralisation qui leur est liée) paraît ainsi confirmé.

Les diapirs triasiques que l'on trouve sur la rive gauche de l'O. el-Kebir sont eux aussi dus à une tectonique tardive. Le cas le plus spectaculaire est formé par la bande de Trias (*lame de la Dechret Cheurfa*) qui se dirige depuis Taskif, sur 8 km de long, en direction N-30° W. Nous avons vu qu'à son extrémité sud, ce Trias jouait le rôle de semelle sous le Lias de l'écaille de Tissimiran. Il n'en est plus de même sur l'autre rive du Kebir (fig. 104).

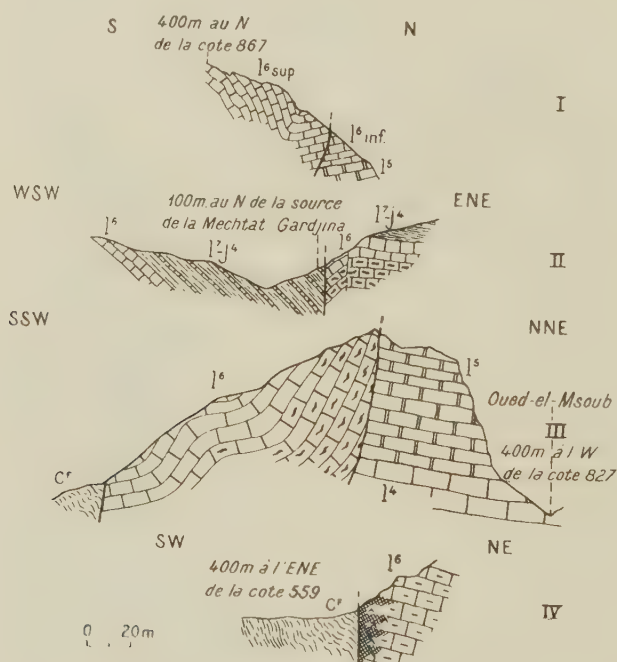


FIG. 116. — Coupes perpendiculaires à la faille de la Mechtat Gardjina.

I⁴, Lotharingien; I⁵, Pliensbachien; I⁶, Domérien; I^{7-j4}, Lias sup. à Malm inf. Tout le Jurassique fait partie de l'écaille de Tissimiran. Le Flysch crétacé (C^f) appartient à l'écaille des Kefs, sous-jacente.

Cette lame y tranche verticalement les micaschistes appartenant à la nappe bordière (M^{at} el-Ouati), leur couverture nummulitique et même les dépôts burdigaliens de Bou-Kelela et de la M^{at} Adder. Cette lame arrive au contact des microgranites du massif d'El Milia : nous n'avons pu établir si ces derniers s'étaient mis en place avant ou après l'ultime jeu du diapir. La bande triasique s'effile vers le NW : elle franchit l'O. Adder, avant de se terminer en pointe au cimetière de la Dechret Tarzous.

Cette lame de la Dechret Cheurfa trouve une seule explication. Le Trias formant la partie basale de l'écaille de Tissimiran aurait été en majeure partie expulsé de sous la masse liasique et se serait accumulé à l'W et au NW de celle-ci. La fracturation post-oligocène NW-SE (cette lame prolonge

en direction la faille de la Mat Gardjina) aurait permis à ce Trias de percer les terrains qui lui étaient superposés tectoniquement (Paléozoïque de la nappe bordière) ou stratigraphiquement (Oligocène et Burdigalien).

Beaucoup plus au S, le Néonummulitique qui repose en transgression sur les micaschistes de la nappe bordière est traversé par un certain nombre de petits *diapirs triasiques entre les Mat Zoulane et Daressem*. La liaison de ce Trias avec celui qui fait partie intégrante de l'écaille du Kef Goussane (pl. 3, coin SW) apparaît évidente. Cette dernière unité forme simplement la suite occidentale de l'écaille des Kefs Sassenene et bou-Rhaleb. On peut donc penser que c'est le Trias appartenant à la série stratigraphique de cette dernière qui a percé sa couverture, à une époque assez récente, probablement après le Burdigalien.

Enfin, au SW d'El-Ksaf, une mince lame triasique s'est logée entre le Flysch schisto-gréseux crétacé de l'écaille des Kefs et le Néonummulitique de couverture. Ce fait pourrait impliquer un décollement local de ce dernier sur son substratum.

8. EN RÉSUMÉ

La zone du Moul-ed-Demamene montre la superposition des unités tectoniques suivantes, mises en place avant l'Oligocène supérieur :

a) *La nappe bordière* : elle présente l'allure d'un anticlinal couché au S. Son flanc normal est visible à l'E d'El Milia. Son flanc inverse comporte, sous un noyau gneissique, d'abord d'épais micaschistes, ensuite une couverture de Tithonique. Le déversement de ce pli est visible sur une profondeur de 11 km. Un contact anormal se place à la base de cette nappe. Le rentrant qu'il dessine au S d'El Milia atteint environ 8 km.

b) *L'écaille supérieure du Dra-el-Kasba* : elle comporte des dolomies du Malm (?) et des lambeaux de poussée à matériel crétacé souvent en situation renversée. Cette unité locale n'est observable que sur 4 km de longueur.

c) *L'écaille moyenne de Tissimiran* : elle comprend une épaisse série allant de la base du Lias jusqu'au Crétacé moyen (et supérieur?), en situation stratigraphique normale au-dessus d'une semelle de Trias. Cette unité chevauche visiblement sur près de 3 km l'écaille sous-jacente.

d) *L'écaille inférieure des Kefs* : directement transgressif sur le Lias, le Crétacé (marnes du Néocomien-Barrémien, Flysch crétacé moyen-supérieur) montre une épaisse série ployée en plis apparemment couchés au N : leurs flancs normaux ont été écaillés, ce qui amène, à l'W, la subdivision de cette écaille en deux imbrications qui se poursuivent au N du Dj. Sidi-Marouf. La base de cette écaille est marquée par une lame de Trias, à l'W, de micaschistes, à l'E. Le chevauchement est visible sur 1 km environ.

e) *L'écaille « surnuméraire » d'El-Akbia—Beni-Haï* : réduite à du Crétacé supérieur à faciès détritique, elle n'existe que sur un front de 6 km. Sa structure est loin d'être élucidée.

f) *L'autochtone* est constitué, en bordure de l'unité précédente, par un Flysch schisto-gréseux crétacé renversé sur les marnes sénoniennes qui lui font suite (stratigraphiquement) plus au S.

Lors de phases tectoniques tardives, des fractures NW-SE ont brisé les unités ci-dessus. Des lames triasiques ont en même temps percé diapiriquement les assises qui étaient superposées au Trias. L'ensemble du Moul-ed-Demamene a d'ailleurs eu tendance, en même temps, à chevaucher vers l'E ou le NE le Nummulitique discordant.

E. Le secteur à l'E d'Arago

Les hauts reliefs du Moul-ed-Demamene dominant à l'E une vaste dépression, occupée par des sédiments tendres du Néonummulitique, entaillés par le cours de l'O. bou-Siaba. Sur la rive droite de cette rivière, le socle paléozoïque et son avant-pays mésozoïque émergent de sous le revêtement tertiaire. Le chevauchement frontal kabyle est ainsi à nouveau visible. On le suit sur environ 15 km en direction de l'E. Nous examinerons successivement le matériel cristallophyllien et le contact anormal qui le limite au S, puis le comportement du Flysch crétacé chevauché, enfin l'accident triasique d'Aïn-Kechera, au centre du massif ancien.

1. LE MATÉRIEL MÉTAMORPHIQUE ET SA BORDURE

Du *Kej Bir-Bellout* jusqu'au *Ras-bou-Derdar* (pl. 7, fig. 30 et 31), les micaschistes, affectés d'un léger pendage vers le N, chevauchent le Flysch crétacé plus méridional. Le contact anormal séparant ces deux formations est assez redressé à l'W. Il s'aplatit rapidement vers l'E, arrivant ainsi à l'horizontale, ou même plonge légèrement au S.

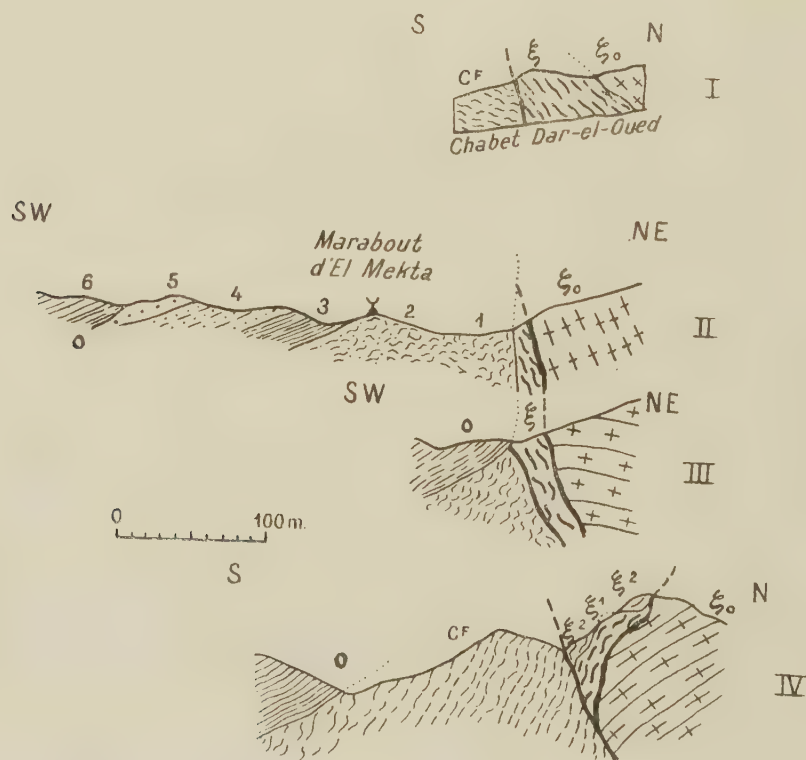


FIG. 117. — Coupes sériees du chevauchement bordier, autour de Fedj-el-Mekta.
 ζ o, gneiss oëillés; ξ, micaschistes (ξ¹, mic. à muscovite; ξ², phyllades); c^f, Flysch crétacé;
 O, Néonummulitique (détails sur la coupe 2, dans le texte).

On s'explique ainsi les profonds rentrants que le Flysch dessine sous le Cristallophyllien au SE de la Mat bou-Guetane : un paquet de micaschistes est même presque isolé en avant du massif kabyle, au SE de l'Aïn-el-Brouk.

L'apparition des gneiss au *S du Ras-bou-Derdar* s'accompagne d'un décalage d'environ 1 km, vers le S, de la bordure du massif ancien. Ces gneiss paraissent en effet former le cœur d'un anticlinal couché au S, orienté parallèlement à la bordure du massif ancien.

Le flanc normal comporte, au-dessus des gneiss, une épaisse couverture de micaschistes, affectés de plongements légers et réguliers vers le N. On décèle le flanc inverse grâce à une bande de micaschistes, très mince et parfaitement continue tout au long du massif kabyle. Quoique passablement écrasés, ces micaschistes ne paraissent pas décollés sous les gneiss qui les surmontent. Quant au contact anormal qui marque la superposition du Cristallophyllien sur le Flysch crétacé plus méridional, il est le plus souvent très redressé : les rentrants que dessine le Flysch dans les petits oueds descendant de la crête du Ras-Abergoun sont extrêmement faibles (fig. 117, coupe I).

Ce régime se poursuit jusqu'au *col d'El-Mekta*. Là, des formations attribuables au Néonummulitique recouvrent le contact anormal bordier sur quelque 500 m. Sur la route forestière (fig. 117, coupe II), au col lui-même, on voit le contact subvertical d'un Flysch tertiaire (?) contre les micaschistes du flanc inverse du pli couché bordier. Ceux-ci, réduits à quelques mètres d'épaisseur, sont extrêmement broyés et décollés sous les gneiss qui viennent juste au N.

A l'E de *Fedj-el-Mekta*, le contact anormal séparant le Cristallophyllien et le Flysch crétacé s'observe de nouveau, le long du Chabet Hadjar-bou-Kaak (fig. 117, coupes III et IV). Sa surface est très redressée; les micaschistes du flanc inverse de l'anticlinal bordier sont écrasés et décollés par rapport aux gneiss. Dès qu'on arrive au S de la *Mat el-Kelaa*, le noyau gneissique est totalement enveloppé par les micaschistes du flanc normal, qui surmontent ainsi directement le Flysch crétacé. Un peu plus à l'E, l'ensemble du chevauchement frontal kabyle disparaît sous le Néonummulitique de la cuvette de Souk-el-Metoub.

2. LE FLYSCH CRÉTACÉ

Comme c'était déjà le cas dans les régions plus occidentales, le massif ancien est bordé par le Flysch crétacé étalé sur 1 à 2 km de largeur. Ses pendages sont dirigés presque constamment vers le N : il semble ainsi plonger sous le Cristallophyllien.

Les rapports de ce Flysch avec les marnes sénoniennes qui viennent plus au S sont incontestablement d'ordre stratigraphique. Le contact de ces formations est cependant très redressé : à l'W, il est légèrement renversé, tandis qu'à l'E, de part et d'autre de *Fedj-el-Mekta*, les rapports de superposition redeviennent normaux.

3. L'ACCIDENT TRIASIQUE DE LA RÉGION D'AÏN-KECHERA

Il apparaît, au NE de cette localité, en plein milieu du massif ancien. Des masses triasiques semblent traverser diapiriquement le socle cristallophyllien et témoigner ainsi de l'existence du Mésozoïque en profondeur, sous la nappe à matériel ancien. Nous allons compléter ici la description que nous avons déjà donnée (1953).

Le Trias dessine une bande longue de 2,200 km, mais dont la largeur n'est jamais supérieure à 200 m. La continuité des affleurements est interrompue sur une centaine de mètres, autour de la cote 335. Ce Trias se place dans les micaschistes de la retombée SE de l'anticlinal du Dj. Arbala (fig. 118), parallèlement à la bordure du synclinal à fond oligocène du Koudiat el-Betaïa, et très près de celle-ci. Au NE même, le Trias arrive en contact direct avec le Tertiaire.

Ce Trias montre des « faciès telliens », mécaniquement mélangés. Certains de ses éléments constitutifs ont pu être datés du Keuper. Il est évident qu'il n'y a pas lieu de tenir compte des pendages que l'on observe dans cette masse plus ou moins chaotique. En un point cependant (fig. 119, coupe C), une succession stratigraphique a pu être ébauchée (voir p. 144).

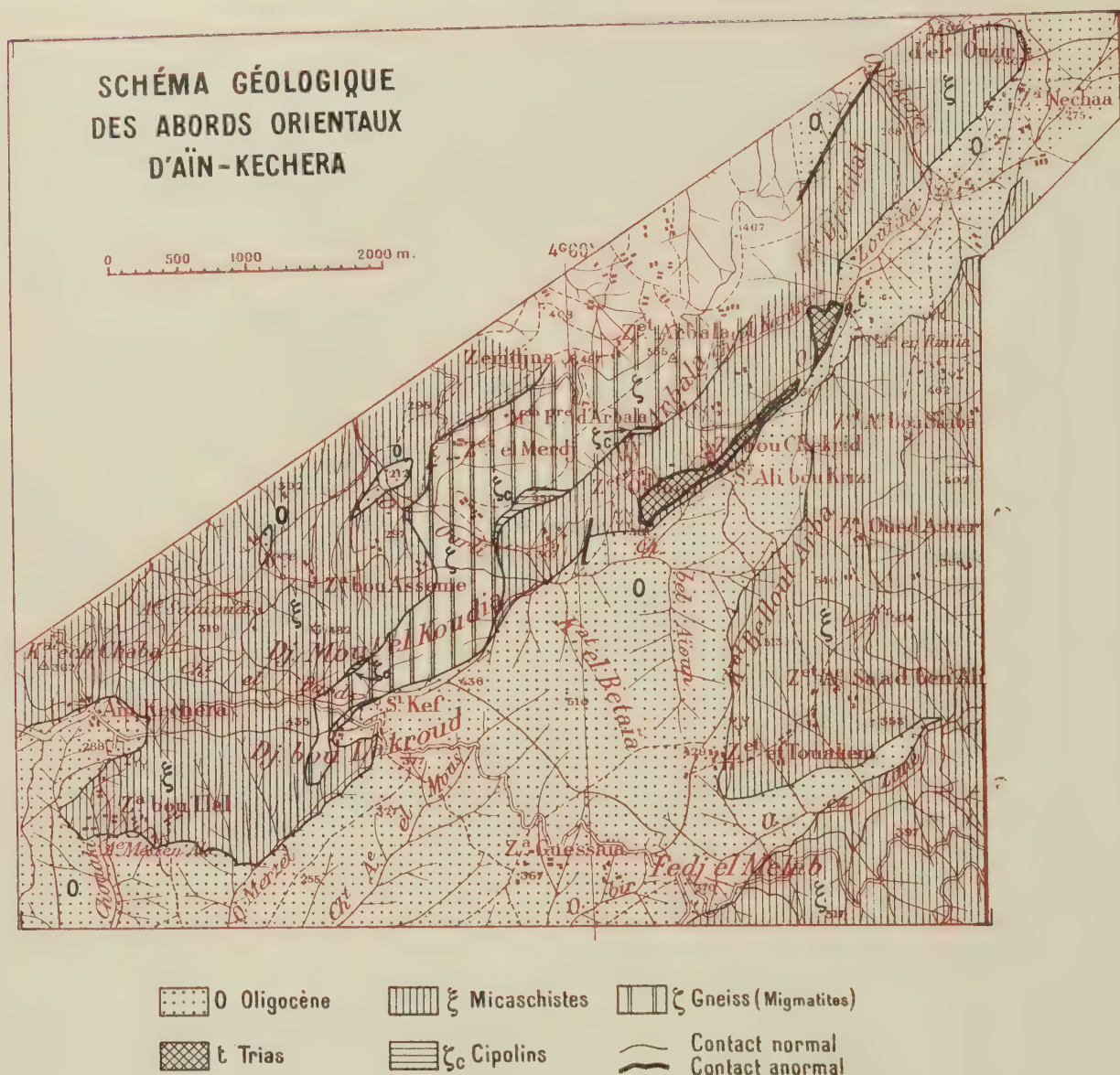


FIG. 118. Schéma géologique au 50,000^e des abords orientaux d'Aïn-Kechera.

Des coupes sériees (fig. 119) mettent en évidence les divers aspects de cette bande triasique, dont tous les contacts paraissent mécaniques.

Au NW, le Trias plonge en général fortement sous les micaschistes du flanc sud-est (renversé) de l'anticlinal d'Arbala : de ce côté-là, on voit sans ambiguïté les couches paléozoïques tranchées obliquement par le bord du Trias.

Au SE, le contact est au contraire presque constamment vertical. Le plus souvent une mince bande de micaschistes, toujours très redressés, sépare le Trias du Nummulitique plus méridional, lui aussi souvent proche de la verticale.

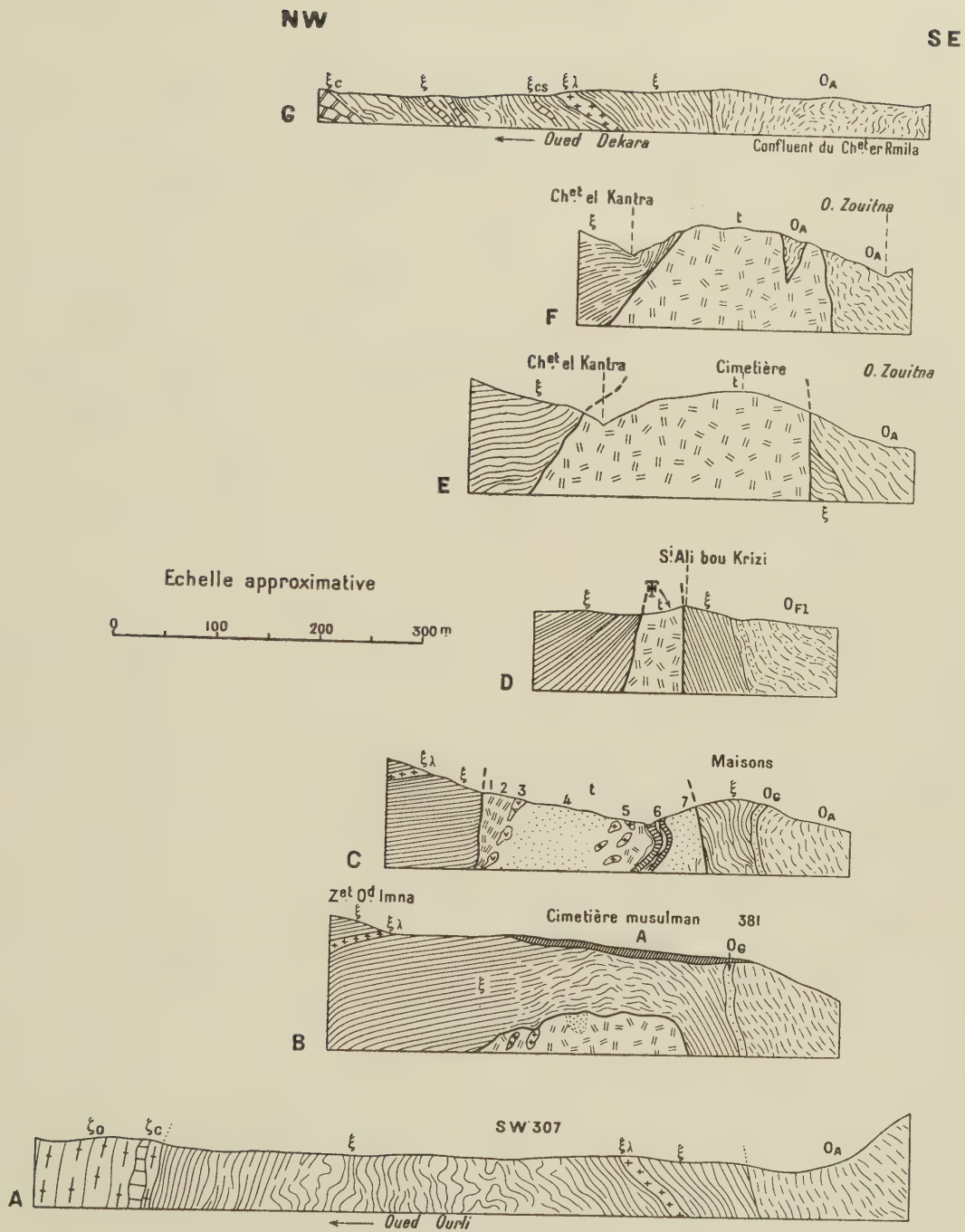


FIG. 119. — Coupes en série de la lame triasique au NE d'Ain-Kechera.

ζ_o , gneiss coëllés; ζ_c , cipolins; ξ , micaschistes; ξ_λ , para-leptynites; ξ_c , cipolins; ξ_{cs} , calcschistes à sérécite; t , Trias; O_A , Néonummulitique argileux; O_G , Néonummulitique gréseux; A, éboulis. Détails de la coupe C, p. 144.

À sa partie moyenne, la bande triasique ne possède guère que quelques mètres ou quelques dizaines de mètres de largeur. Par contre, quand on s'approche de ses extrémités, elle s'élargit considérablement.

A la pointe nord-est, le Trias s'enfonce nettement au sein du Tertiaire du synclinal du Koudiat el-Betaïa. Le contact de ces deux formations est à peu près vertical le long du Chabet el-Kantra (*alias* Kakra) : les bancs du Néonummulitique butent perpendiculairement à cette limite. On distingue, de plus, isolée dans l'Oligocène, au point où le sentier de la Zeriba bou-Chekrîd franchit le ravin précédent, une étroite bande de cargneules triasiques, longue de 70 m et orientée NNE-SSW. Cette mince colonne diapire semble s'élargir vers le bas. Il en sort une source abondante (Aïn-Zouitna), qui doit drainer les eaux s'infiltrant sur l'affleurement triasique principal.

A la pointe sud-ouest, la bande triasique, dont la largeur s'accroissait progressivement depuis la crête de Sidi Ali-bou-Krizi, atteint presque 200 m du NW au SE. Son extrémité présente une nette apparence de structure péri-anticlinale.

Au N, sous les maisons des Ouled-Imna, le Trias s'enfonce avec un angle de moins de 30° sous des micaschistes, dotés de très faibles plongements N; dans le ravineau oriental, un minuscule paquet de Flysch schisto-gréseux, probablement oligocène (?), est coincé entre les deux formations. A l'W, sous le cimetière (cote 381) les micaschistes, très froissés et un peu disjoints, semblent bien surmonter le Trias (fig. 119, coupe B). Au S, le contact est plus redressé, bien que le Trias dessine un léger rentrant sous le Paléozoïque, le long d'un profond ravin.

Dans le prolongement de cette bande triasique, on ne relève, tant au SW (cluse de l'O. Ourli) qu'au NE (cluse de l'O. Dekara) aucune trace de fracture notable. Tout au plus les niveaux schisteux sont-ils un peu froissés.

L'INTERPRÉTATION de cet accident d'Aïn-Kechera peut être conçue de deux manières, en y voyant soit un synclinal triasique pincé dans le Cristallophyllien, soit une lame diapire perçant ce dernier.

La seconde hypothèse paraît mieux cadrer avec les faits d'observation comme aussi avec les raisonnements d'ordre structural ou paléogéographique. Parmi les faits d'observation, soulignons : l'aspect très généralement chevauchant du Cristallophyllien environnant; le caractère constamment anormal des contacts; l'allure chaotique du Trias; l'élargissement inattendu des deux extrémités dont l'une (au SW) a un aspect péri-anticlinal et dont l'autre (au NE) présente un incontestable petit diapir dans les argilites nummulitiques.

D'un point de vue plus théorique, l'hypothèse d'une lame triasique provenant d'un autochtone mésozoïque recouvert par la nappe à matériel cristallophyllien s'intègre bien dans le cadre régional. Au point de vue des faciès, on s'attendrait à trouver à Aïn-Kechera, s'il s'agissait d'un Trias de couverture, des couches gréseuses de « type kabyle » analogues à celles que l'on connaît dans l'E de la chaîne numidique ou dans le Djurdjura. Au lieu de cela, on rencontre un Trias de « faciès tellien » typique.

Au point de vue paléogéographique, à la bordure méridionale du massif ancien, c'est un Flysch soit jurassique supérieur soit crétacé qui est en contact direct (parfois stratigraphique) avec le Métamorphique. Aucune trace de Trias ne s'observe nulle part entre eux, sur les 80 km où ce contact peut être étudié. L'existence de dépôts épais à « faciès tellien », au N de cette zone dénuée de Trias, s'intègre très mal dans le schéma paléogéographique général.

Il n'est pas inutile d'ajouter que, à 12 km au SW d'Aïn-Kechera et non loin d'Arango, une lame triasique se place en travers du chevauchement frontal kabyle. Elle débute au Chabet bou-el-Besbès, s'interrompt au niveau de l'Aïn-es-Seraf, pour reprendre au NW de la cote 274 en direction méridienne. L'O. bou-Siaba la recoupe. Sur la rive droite de ce cours d'eau, le Trias arrive presque jusqu'au point 340.

Cette lame est à peu près verticale. Son caractère diapir ne peut faire aucun doute. Elle traverse le revêtement nummulitique, son substratum de Flysch crétacé et probablement aussi, en profondeur, les micaschistes qui chevauchent ce dernier.

F. Caractères généraux du chevauchement bordier de Petite Kabylie

La région frontale limitant au S le massif ancien de Petite Kabylie apparaît, en résumé, comme formée essentiellement d'un grand anticlinal couché vers le S, intéressant à la fois le Cristallophyllien ancien et sa couverture mésozoïque. Dans le flanc inverse de ce pli, le noyau paléozoïque a été décollé et a glissé sur la masse plastique du Flysch crétacé, toujours présent à son bord méridional. Ce Flysch a en outre été fréquemment renversé sur le Crétacé supérieur qui lui fait stratigraphiquement suite au S. Des accidents spéciaux (écailles intercalaires au S d'El Milia, lames de Trias diapir) constituent des anomalies locales dont nous essayerons de fournir l'explication.

1. L'ANTICLINAL COUCHÉ DANS LE CRISTALLOPHYLLIEN

Dans la majorité des cas, une coupe N-S perpendiculaire au front kabyle montre de bas en haut : d'abord une série de micaschistes (dont la puissance peut atteindre 500 m), ensuite des gneiss, enfin de nouveaux micaschistes. Un tel dispositif pourrait être interprété de plusieurs manières.

a) *Le « faciès gneissique » s'intercalerait stratigraphiquement dans l'ensemble des micaschistes.*

En l'état actuel des idées sur le métamorphisme général sans apport (« ectinitisation ») on exclut que des faciès d'épizone puissent être normalement situés sous des faciès de mésozone. Il faut faire appel à la migmatisation pour trouver de semblables aspects.

On a cité, en effet, des exemples de migmatites « stratoïdes », en général dans des séries déjà très métamorphiques. Récemment, G. Guitard (1953) a cité des cas d'embranchites œillées interstratifiées au sein des « micaschistes » du massif du Canigou. Mais ce terme ne doit pas faire illusion. Les « micaschistes » qui, dans les Pyrénées orientales, se situent sous les gneiss œillés, sont eux-mêmes des roches feldspathiques, en l'espèce de véritables « gneiss fins ». Quant aux roches cristallines intercalées dans le Permo-Houiller très peu métamorphique de la Vanoise (ELLENBERGER, 1954) et qui revêtent un faciès de gneiss œillés, leur interprétation comme embréchites peut être discutée.

Dans notre cas, les micaschistes de la série inférieure sont fréquemment des schistes à peine métamorphiques, tandis que les gneiss qui les surmontent sont, bien souvent, non pas des embréchites mais des « ectinites métagénétiques » (gneiss fins).

Si l'on admet l'interprétation « stratoïde », on peut s'étonner que, nulle part ailleurs dans les massifs kabyles, on n'ait observé sous les gneiss la présence normale de schistes épimétamorphiques, malgré la profondeur souvent importante des coupes naturelles.

b) *Les micaschistes de la série inférieure constitueraient une lame de charriage, décollée de sous les gneiss.*

Une telle explication est valable au total sur une vingtaine de kilomètres de front : au SE du Dj. Rhiaïa, au S du Dj. Frou, au N et au NE du Sidi-Marouf et aux environs de Fedj-el-Mekta. Toutefois, sur une distance totale au moins double de la précédente, l'observation de terrain semble indiquer que le contact des micaschistes sous les gneiss est absolument normal. On rencontre entre les deux formations les transitions pétrographiques normales.

Ainsi l'on traverse de bas en haut les termes suivants : schistes sériciteux, micaschistes à muscovite, parfois micaschistes à deux micas, micaschistes feldspathiques, gneiss à deux micas. C'est la même succession qui se présenterait au-dessus du complexe gneissique.

c) *Il s'agirait donc d'un pli couché, ayant conservé ses deux flancs, normal et inverse.*

Aux arguments négatifs ci-dessus s'ajoutent un certain nombre de faits. Sans revenir sur la parenté pétrographique assez générale des micaschistes situés sous et sur les gneiss, nous rappellerons

que les uns et les autres admettent les mêmes lentilles de calcaires dolomitiques à patine brun-jaune. De plus, dans l'W de la région étudiée, on observe des intercalations des même diabases stratifiées, à la fois dans les micaschistes situés sur les gneiss (NW de Texenna) et dans ceux situés sous ces derniers (SE de Texenna).

Dans ce même secteur, *on voit* les micaschistes du flanc inverse passer sans discontinuité à ceux qui surmontent normalement les gneiss du Dj. es-Sendouah.

Dans le massif du Sidi-bou-Azza, la présence assez fréquente d'une puissante intercalation de gneiss œillés immédiatement sous les micaschistes de la série supérieure et immédiatement sur ceux de la série inférieure, l'existence dans l'intervalle de deux barres de cipolins alors que partout ailleurs on n'en connaît qu'une, la localisation assez générale des para-amphibolites au sommet des calcaires de la barre inférieure et à la base de ceux de la barre supérieure, tous ces faits forment un faisceau d'arguments non négligeables.

Nous ne pouvons toutefois passer sous silence les deux constatations suivantes qui s'accordent assez mal avec notre hypothèse :

1) La charnière frontale du pli couché n'est jamais *effectivement* visible dans le Cristalloyhylien. Les terminaisons latérales des loupes gneissiques du Dj. Frou, du N du Marouf et de la région à l'E d'Arago n'entraînent jamais une conviction parfaite.

2) Les micaschistes du flanc normal sont riches en roches éruptives acides stratifiées, pratiquement absentes dans les micaschistes du flanc inverse (réduits, il est vrai, à la base de la série). Par contre, ces derniers sont, aux environs de Texenna, envahis de roches vertes stratifiées, presque totalement absentes dans le flanc normal.

L'anticlinal couché du bord méridional de la Petite Kabylie est d'âge tertiaire : l'existence locale de son enveloppe mésozoïque permet de le certifier. Il serait tout à fait gratuit de supposer que le pli couché dans le Cristalloyhylien est dû à une phase ancienne, hercynienne ou calédonienne. La superposition d'un anticlinal couché d'âge tertiaire à un accident similaire d'âge primaire aurait donné des contours très différents de ceux que l'on observe effectivement.

Il paraîtra aventureux d'affirmer que l'orogénie tertiaire a pu déterminer le ploiement du Cristalloyhylien en grand pli couché. On peut toutefois se demander pourquoi les phases anciennes auraient seules l'apanage de telles possibilités de déformation, que personne ne songe à nier dans leur cas, même quand le plissement est manifestement postérieur au métamorphisme général.

Dans le développement d'un semblable phénomène, *la surcharge a dû jouer un rôle considérable*. On peut essayer de l'évaluer sur l'axe présumé de notre pli couché, au-dessus du seul véritable noyau « cristallin », formé par les gneiss. Il y avait d'abord 1 à 2 km de micaschistes avec, parmi eux, une bonne part d'assises extrêmement souples, au moins tout autant que la grande majorité des roches sédimentaires. Il y avait ensuite une épaisseur inconnue de Flysch crétacé inférieur-moyen (quelques centaines de mètres au maximum, dans cette zone) et de formations du Crétacé supérieur-Eocène (probablement assez minces). Quant à la profondeur de la mer nummulitique, au moment du déclenchement du dispositif tectonique, elle ne pouvait non plus dépasser quelques centaines de mètres. On arrive au total à un chiffre maximal de l'ordre de 2 à 3 km pour l'épaisseur de la couverture au-dessus des gneiss. Ce chiffre pouvait être localement plus faible, par exemple aux endroits où l'érosion anté-crétacée avait enlevé une bonne partie des micaschistes.

Un deuxième facteur pourrait avoir joué : le temps. Les reconstitutions paléogéographiques esquissées plus haut amènent à penser que, pendant la presque totalité du Secondaire, les régions kabyles

étaient exondées ou en tout cas dénuées de dépôts notables, alors qu'à leur bordure sud (zone sous-kabyle) s'accumulaient plusieurs milliers de mètres de sédiments. Le seul énoncé de ce fait postule que le socle devait montrer, autour de la limite de ces deux domaines, un ploiement préliminaire extrêmement important. Cette flexure, dont le jeu expliquerait bien, en particulier, l'accumulation du Flysch créacé, a pu évoluer progressivement pendant une période dépassant une centaine de millions d'années, pour s'exagérer rapidement en anticlinal couché, au Nummulitique.

L'extension longitudinale de ce pli est très grande : il semble débiter à l'W, à partir de l'accident de Texenna, et se suivre sans interruption sur tout le reste du territoire étudié.

L'ampleur de son déversement est assez difficile à préciser : elle peut d'ailleurs beaucoup varier selon les transversales. Les rentrants que dessinent dans la topographie actuelle les micaschistes du flanc inverse du pli couché vont de quelques centaines de mètres à 1,500 km (cluse de l'O. Djendjene) et à plus de 10 km au Moul-ed-Demamene.

Il n'est pas inutile de rappeler le mouvement d'idées qui se fait jour en ce qui concerne la tectonique de socle. G. M. Lees (1952) a rassemblé, dans un remarquable article, de nombreux cas de déformations plastiques des roches cristallines. Il existerait, en particulier aux États-Unis, maints exemples « qui montrent un surprenant degré de mobilité des roches cristallines [en des zones] où la charge de la couverture sédimentaire n'a jamais pu être très grande ». Rappelons encore le cas de roches cristallines de Sumatra qui seraient plissées de la même manière que leur couverture néogène, dont l'épaisseur ne dépasse cependant pas 1 km (VAN BEMMELEN, 1949). Citons aussi les noyaux cristallins penniques dont les travaux récents ne semblent pas supprimer l'hypothèse argandienne de structures en plis couchés et, dans des orogénies plus anciennes, les nappes de Scandinavie, où parfois les gneiss les plus profonds auraient joué un rôle « plastique » (H. HOLTEDAHL, 1950). Il est évidemment difficile, en pareille matière, d'être tout à fait affirmatif.

2. LE CONTACT ANORMAL BORDIER ET LA ZONE DU FLYSCH

Le contact anormal bordier ne semble pas posséder de valeur propre. On constate en effet que, si l'on met à part la zone au S d'El Milia où des complications variées interviennent, le massif ancien kabyle chevauche constamment le Flysch schisto-gréseux dont nous avons montré l'appartenance au Crétacé inférieur et moyen (Turonien? inclus). Cette seule constatation implique que le Flysch a été, à l'origine, directement superposé au Paléozoïque. On peut d'ailleurs le constater au N de Texenna et au N du Dardja. Il ne peut donc être question d'envisager qu'entre Flysch et socle il a existé ici des dépôts triasiques et liasiques (du type « chaîne calcaire ») qui auraient disparu ultérieurement par total laminage (FLANDRIN, 1948, p. 30).

Le contact anormal bordier représente donc seulement la trace de la surface de décollement entre le noyau cristallophyllien et sa couverture de Flysch, dans le flanc inverse de l'anticlinal couché dont il a été question plus haut. Ce décollement s'est accompagné de disharmonie et de froissements variés.

L'inclinaison de cette surface varie beaucoup suivant les secteurs. Les rentrants que dessine le Flysch sous le Paléozoïque sont de ce fait très variables. Il faut aussi considérer que les grands drains, franchissant en cluse cette zone bordière du massif ancien, sont fort rares, ce qui limite les possibilités d'observation.

Cette surface de chevauchement semble en tout cas avoir été très irrégulière sans que l'on puisse, il est vrai, déceler la part qu'ont pu y prendre d'éventuelles déformations tardives. Ainsi, aux environs de Texenna, le contact bordier est proche de la verticale, bien qu'il existe, en avant de lui, des lambeaux de recouvrement à base subhorizontale.

Rappelons que ceux-ci constituent apparemment de simples lambeaux de poussée, à la base d'une unité éjectée, la nappe de Guerrouch, à matériel détritique (Flysch s.l.) d'âge essentiellement néocomien-barré-



FIG. 121. — Séries stratigraphiques des unités du Moul-ed-Demamene.

ξ, micaschistes; t, Trias; j¹⁻⁴, Lias anté-toarcien; j⁵, Lias sup. à Malm inf.; j⁶, Argovien (?); j⁷, Tithonique-Berriasien; j⁸, dolomies du Malm (?); ci, Crétacé inf. marneux; cm, Crétacé moyen à faciès flysch; cs, Sénomien, soit marneux soit à faciès flysch.

L'examen des successions stratigraphiques des diverses unités (fig. 121) fait apparaître les points suivants :

a) Les unités inférieures¹ (autochtone, écaille des Kefs, écaille de Tissimiran) possèdent des séries stratigraphiques qui ne diffèrent par aucun point essentiel. On peut fort bien admettre le passage latéral progressif des unes aux autres, compte tenu du déplacement relatif subi par ces unités. Par contre, les unités supérieures (écaille du Dra-el-Kasba, nappe bordière) sont très différentes comme constitution.

b) Chacune des unités a son individualité propre. Mis à part des lames de valeur secondaire (écaille de Flysch de la Dechret Berkane, lambeaux de poussée à matériel crétacé liés à la lame du Dra-el-Kasba), les écailles de la région au S d'El Milia ne peuvent résulter de décollements à différents niveaux d'une série sédimentaire unique («diverticulations» de Lugeon).

Les conditions de mise en place des diverses unités vont maintenant être analysées.

La nappe bordière est essentiellement formée d'une série renversée, l'écaille de Tissimiran d'une série normale. Entre elles, les diverses lames crétacées, prenant part à l'écaille du Dra-el-Kasba, doivent résulter de l'écrasement du cœur d'un synclinal couché intermédiaire. Un faciès dolomitique local du Malm (?) aurait d'autre part subi un tronçonnement et aurait été pour l'essentiel énucléé entre les deux grandes unités. Les copeaux de micaschistes visibles au N de Bou-Djoudoun trouveraient une explication simple : le Tithonique appartenant au flanc inverse de la nappe finirait en biseau rapidement vers l'E, le Cristallophyllien venant directement sur les dolomies du Dra-el-Kasba. Des esquilles de micaschistes ont pu progresser vers le SW à la faveur d'une composante un peu oblique du mouvement général vers le S.

Le déplacement de l'écaille de Tissimiran a été certainement facilité par la présence de Trias gypsifère à sa base. Il est impossible de préciser l'ampleur réelle du déplacement de cette unité. Si l'on considère la présence de Trias presque jusque sur le parallèle d'El Milia, on peut estimer que des éléments liés à cette unité existent sous le Paléozoïque à 3 km au N des derniers affleurements visibles.

L'écaille des Kefs Sassenene et bou-Rhaleb ne semble avoir subi qu'un déplacement assez faible, si l'on admet que la lame de micaschistes de la région d'Ark-el-Bir et l'écaille à matériel sénonien d'El Akbia-Beni Haï représentent une tête plongeante, plus ou moins décollée, de la nappe bordière.

1. Mettons à part le cas ambigu de l'écaille d'El Akbia-Beni Haï.

Les plis et imbrications secondaires de la série crétacée de l'unité des Kefs peuvent résulter de jeux disharmoniques dans un matériel plastique écrasé sous le poids des unités sus-jacentes. Quant aux calcaires liasiques, totalement décollés de leur substratum, ils ont glissé en avant, en bousculant l'autochtone. Enfin, quelle que soit l'interprétation donnée à la lame de micaschistes qui sépare l'écaille d'El Akbia-Beni Haï de celle des Kefs, il faut admettre que la localisation du front de cette dernière est due à un jeu profond du socle.

La plupart des unités intercalaires du Moul-ed-Demamene présentent des indices de style souple : tête plongeante avec charnière de l'écaille du Dra-el-Kasba, courbure en genou du front de l'écaille de Tissimiran, pli couché frontal de l'écaille des Kefs et, vraisemblablement aussi, de son prolongement occidental (écaille du Kef Goussane). Ces courbures des parties frontales doivent résulter du freinage opposé par la masse schisteuse crétacée, qui les enrobait, à l'avancée des calcaires jurassiques. Cette interprétation exige que ces unités ne soient jamais allées vers le S plus loin que les points où on les observe actuellement. L'allure « encapuchonnante » que présentent les plus élevées d'entre elles semble effectivement le montrer.

Le sens de poussée, dans les unités situées au S d'El Milia, a vraisemblablement été du N vers le S comme l'ensemble du charriage bordier. Nous admettons que le massif ancien a de la sorte recouvert la totalité de l'ensemble mésozoïque de l'O. el-Kebir. Cependant l'orientation oblique des reploievements que montrent les écailles moyenne et supérieure au S de Bou-Djoudoun semble impliquer, au moins là, une poussée oblique dirigée du NE vers le SW, peut-être postérieure il est vrai.

L'ampleur des chevauchements est difficile à chiffrer. Les écailles de Tissimiran et des Kefs paraissent résulter de décollements au niveau du Trias, contemporains de la formation du pli couché dans le matériel ancien et en liaison avec celui-ci. On ne peut donc additionner intégralement les déplacements élémentaires de chaque écaille au mouvement propre de la nappe. Le seul point établi est que les parties frontales de l'anticlinal couché bordier se situant actuellement à plus de 10 km au S du cœur de ce pli, elles se sont déplacées d'au moins deux fois cette quantité, c'est-à-dire de 20 à 25 km. En attribuant toutefois une certaine autonomie aux écailles intercalaires sous-jacentes, on arrive à évaluer entre 25 et 30 km l'amplitude maximale du charriage sur le méridien d'El Milia.

La cause de la localisation des écailles intercalaires dans cette zone est assez mystérieuse. On ne doit pas exclure qu'ailleurs sous le massif ancien, il en existe de semblables : si elles n'apparaissent pas, c'est que l'érosion n'aurait pas enlevé leur couverture, comme elle l'a fait au S d'El Milia. On peut toutefois se demander si les zones isopiques, au Jurassique et au Crétacé inférieur, ne dessinaient pas dans cette région une inflexion vers le N, permettant l'accumulation dans cet ombilic d'une sédimentation plus épaisse qu'ailleurs. Ce phénomène aurait déterminé une sorte de bourrelet qui se serait rompu, au Nummulitique, en multiples paquets, sous le chevauchement du massif ancien.

4. LES DIAPIRS TRIASIQUES A TRAVERS LE CRISTALLOPHYLLIEN

L'un se place au front même du chevauchement, dans la région d'Arago. Un autre se rattache visiblement à une des écailles intercalaires du Moul-ed-Demamene : c'est la lame de la Dechret Cheurfa, au SW d'El Milia. Troisième exemple connu, la lame triasique au NE d'Aïn-Kechera ne semble pas d'essence différente. Seul son isolement, à 10 km en arrière du chevauchement frontal, lui confère un aspect spectaculaire, qui peut déconcerter.

Son existence, dans notre hypothèse, nécessite la superposition de deux phénomènes structuraux. Dans un premier stade, le massif ancien aurait été charrié vers le S, sur un autochtone comportant du Trias. Dans un second stade, postérieur au dépôt de l'Oligocène transgressif, des plissements

SW-NE se produisirent, en suivant d'ailleurs les axes d'orogénies antérieures. L'un de ces plis, l'anticlinal du Dj. Arbala, fut alors déversé au S. Le Trias autochtone aurait pénétré dans les micaschistes de son flanc inverse, suivant une direction parallèle au pli.

Cette injection ne semble pas avoir utilisé une fracture importante visible en surface. C'est plutôt une zone de décollement au sein même des micaschistes qui a pu guider le diapir. Il n'est cependant pas interdit d'invoquer un accident profond du socle, responsable à la fois de la localisation du pli déversé d'Arbala et de celle de la lame perçant le matériel primaire de la nappe.

On s'est étonné des jeux mécaniques qu'impliquait notre interprétation de la lame triasique d'Aïn-Kechera (FALLOT, 1953), en soulignant que la traversée du Cristallin « par une lame de marnes bariolées constituerait, sauf erreur, un exemple unique dans la tectonique ». A ce propos, J.-P. Destombes (1953 b) a indiqué que, dans la zone axiale pyrénéenne, des lames de « schistes carburés » gothlandiens, épaisses seulement de quelques mètres ou de quelques dizaines de mètres, sont injectées dans les cassures d'une couverture rigide quelconque, par exemple dans des calcaires massifs dévoniens.

La fracture profonde à laquelle nous faisons appel dans le cas du Trias d'Aïn-Kechera n'est peut-être pas autre chose que la zone même des racines de la nappe bordière de Petite Kabylie, qui s'étaleraient dans ce cas à une dizaine de kilomètres en arrière du front actuel du Cristallophyllien.

3. — LA ZONE SOUS-KABYLE

En dehors de la bande de Flysch qui limite au S le massif ancien, la zone sous-kabyle montre de grands affleurements de Crétacé supérieur, surmonté de place en place par des témoins éocènes. Des lames triasiques percent fréquemment cette épaisse couverture marneuse au milieu de laquelle surgissent aussi des noyaux jurassiques, en position grossièrement anticlinale.

Au S de la région des massifs jurassiques, la couverture néonummulitique a été en grande partie respectée par l'érosion. Cette grande dalle de « grès numidiens » n'est pas extrêmement plissée. Grâce au creusement, dans sa masse, de petites boutonnières, on peut constater la complexité structurale de son substratum.

La largeur de cette zone sous-kabyle varie au total entre 4 et 14 km. Ses caractères ne sont pas identiques sur toute la longueur du territoire étudié. Nous décrirons successivement 5 secteurs, échelonnés de l'W à l'E.

A. Le secteur entre les méridiens du Dj. Tamesguida et de Tamentout

La plus grande partie de ce domaine est située aux abords méridionaux de Texenna, qui ont seuls fait l'objet d'une cartographie détaillée (pl. 2). La feuille « Tamesguida » (EHRMANN, 1946) permettait déjà une interprétation correcte de la structure de ce secteur.

1. ENTRE LE SE DU COL DE SELMA ET LE S DE TEXENNA, le cours de l'O. Djendjene, dirigé grossièrement E-20° N, entame le complexe gréseux tithonique-crétacé du chaînon des Beni-Fourhal (nappe de Guerrouch). Dans la région que nous avons parcourue, ce complexe est intensément plissé et bousculé. Il bute au S, à peu près parallèlement au fleuve, contre une grande masse de Trias diapir, au sein de laquelle est noyée la dalle calcaire essentiellement jurassique et éocrétacée du Dj. el-Kalaa.

L'orientation sensiblement E-W de la bordure septentrionale de ce diapir est à peu près aussi celle du réseau post-miocène de fractures, injectées de Trias, qui limite au S le chaînon jurassique le plus oriental de la Kabylie des Babors : Dj. Tloundene, Dj. Hadid, Dj. Tazeguezaout. Ces deux « accidents » sont situés sensiblement dans le prolongement l'un de l'autre. Leur rejet se fait néanmoins en sens inverse. On s'explique ainsi

que, dans la région qui les sépare, au S du Dj. Melhachichene, il y ait neutralisation mutuelle de leur action, si l'on prête foi aux contours publiés (EHRMANN, 1946).

Le diapir triasique de la zone du Dj. el-Kalaa arrive, au SE de Texenna, jusqu'à entamer le Flysch crétacé moyen. L'influence de cet « accident » WSW-ENE sur le massif ancien, dont la bordure lui est presque exactement perpendiculaire, est toutefois absolument nulle.

2. AU S DE TEXENNA, on voit au contraire cette bande triasique changer brutalement de cap et devenir parallèle au contact frontal kabyle, en longeant la bande de Flysch crétacé moyen et le bord méridional du grand lambeau de recouvrement (« Flysch » tithonique-éocrétacé) des Beni-Yadjis. A la faveur de cette modification de direction, le Trias s'étale et forme une gigantesque pustule d'une trentaine de km².

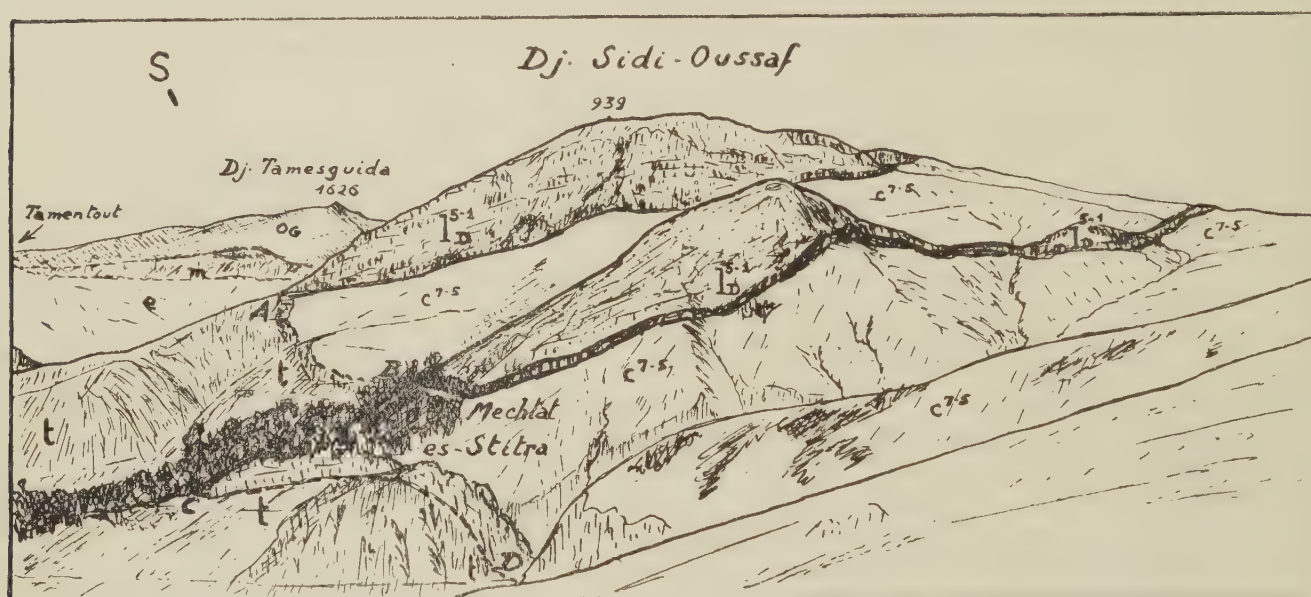


FIG. 122. — Les extrusions liasiques aux environs de Sidi-Oussaf.

Masses diapires de Trias (t), ramenant des dolomies liasiques (l^{s-1} D), au milieu des marnes du Sénonien (c⁷⁻⁵).
Au fond, à gauche, marnes éocènes (e), surmontées par le « Numidien » (OG) ou par le Miocène (m).

Dans cette région, la couverture de marnes sénoniennes est bousculée et tronçonnée en affleurements discontinus. Des paquets de calcaires liasiques, intensément dolomitisés, ont été expulsés de la masse triasique, tels de véritables échardes, et poussés en coin au sein des marnes crétacées. La dalle subhorizontale du Dj. Sidi-Oussaf et les rochers à l'W de la Mat es-Stitra (fig. 122) sont deux remarquables exemples de ces extrusions, limitées sur tout leur pourtour par des contacts anormaux d'éirement. A sa partie occidentale, le Lias du Sidi-Oussaf paraît de plus chevauché par le Trias qui l'enrobe.

3. AU SE DE LA CLUSE DE L'O. BOU-KERMA, la masse triasique se résout en deux bandes élémentaires qui deviennent vers l'E de plus en plus étroites et discontinues. Les terrains jurassiques, crétacés et éocènes forment ainsi d'assez larges affleurements dont on peut analyser la structure. Du NE au SW, nous distinguerons ainsi le secteur des diapirs, le massif jurassique du Sidi-Mansour et ses entours, et enfin la zone de bordure du « Numidien » du Tamesguida. La plupart des éléments tectoniques sont allongés de l'WNW à l'ESE, parallèlement à l'orientation locale du chevauchement bordier du massif ancien.

Le secteur des diapirs comporte une bande septentrionale, en paquets discontinus, au voisinage du contact renversé entre le Flysch crétacé et le Sénonien marneux.

La plus orientale et en même temps la plus importante de ces lames détermine une haute falaise le long de l'O. Raha : le Trias semble s'enfoncer au N sous le Flysch.

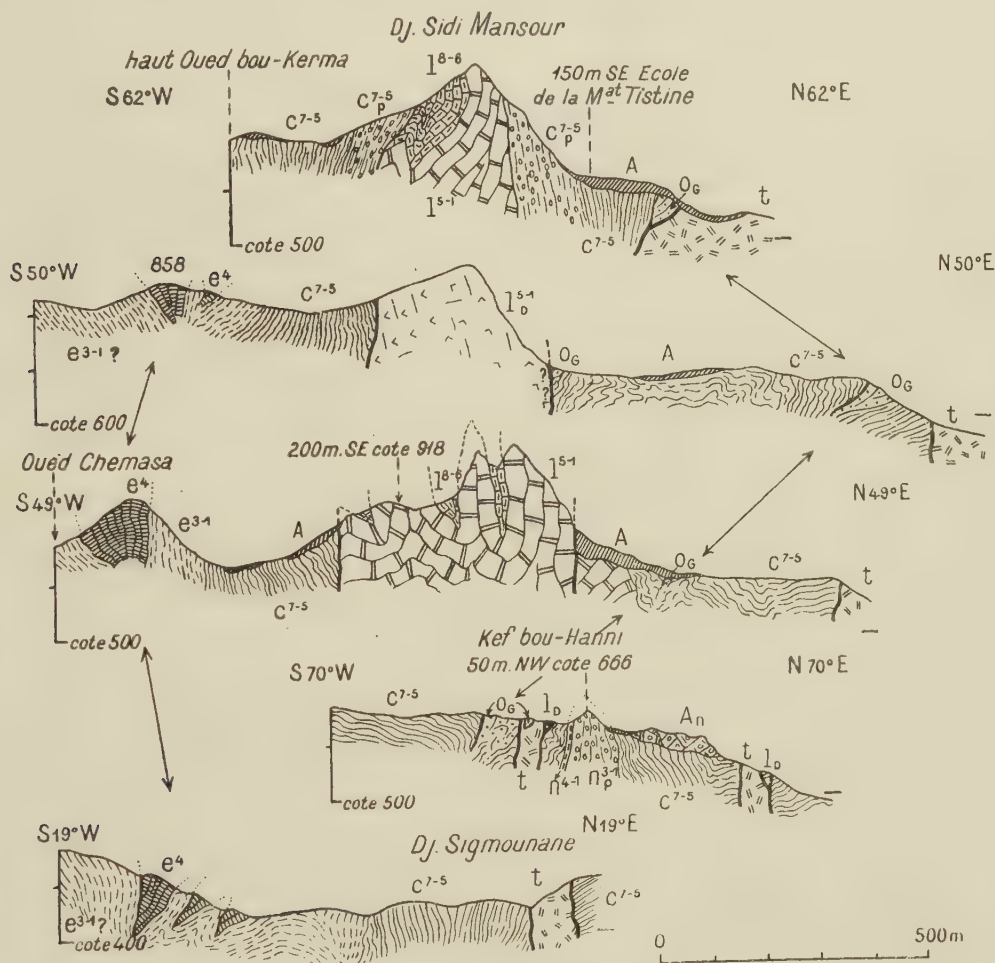


FIG. 123. — Coupes sériees de la région du Dj. Sidi-Mansour.

t, Trias; ld, Lias dolomitique; l³⁻¹, Lias inf.-Pliensbachien; l⁸⁻⁶, Domérien-Lias sup.; n³⁻¹p, conglomérats néocomiens; n⁴⁻¹, Crétacé inf. marneux; c⁷⁻⁵ Crétacé sup. avec poudingues (c⁷⁻⁵p); e³⁻¹, Eocène inf. marneux; e⁴, « Suessonien » calcaire; Og, Oligocène; A, éboulis. On observe, dans le Sidi-Mansour, des plis aigus dus à la tectonique anté-sénonienne.

La bande triasique méridionale se poursuit sans interruption depuis la Mat bou-Kerma jusqu'au Dj. Sigmounane. Aux points où elle s'étrangle, elle pousse vers le haut des paquets de calcaires jurassiques. Son extrémité orientale est en liaison avec un petit anticlinal à noyau de Crétacé moyen, plus ou moins décollé de sa couverture sénonienne (fig. 48). Cette lame triasique est relayée, à 250 m au S, par une bande parallèle, très étroite, vite interrompue mais dont nous retrouverons la suite plus à l'E.

Entre les bandes triasiques règnent les marnes sénoniennes. Elles sont très redressées et bousculées en des sens variés.

Le Dj. Sidi-Mansour (fig. 123) est un important relief de calcaires liasiques, vivement plissés avant le Sénonien. Son aspect topographique actuel est dû à un ploiement en brachyantoclinal dirigé WNW-ESE, dessinant en plan une légère courbe, concave vers le N. Au N et au S, le Lias est séparé des sédiments tendres de sa couverture par des surfaces d'étirement très redressées. L'extrémité occidentale du pli est parfaitement périclinale. Il semble en être de même à l'E.

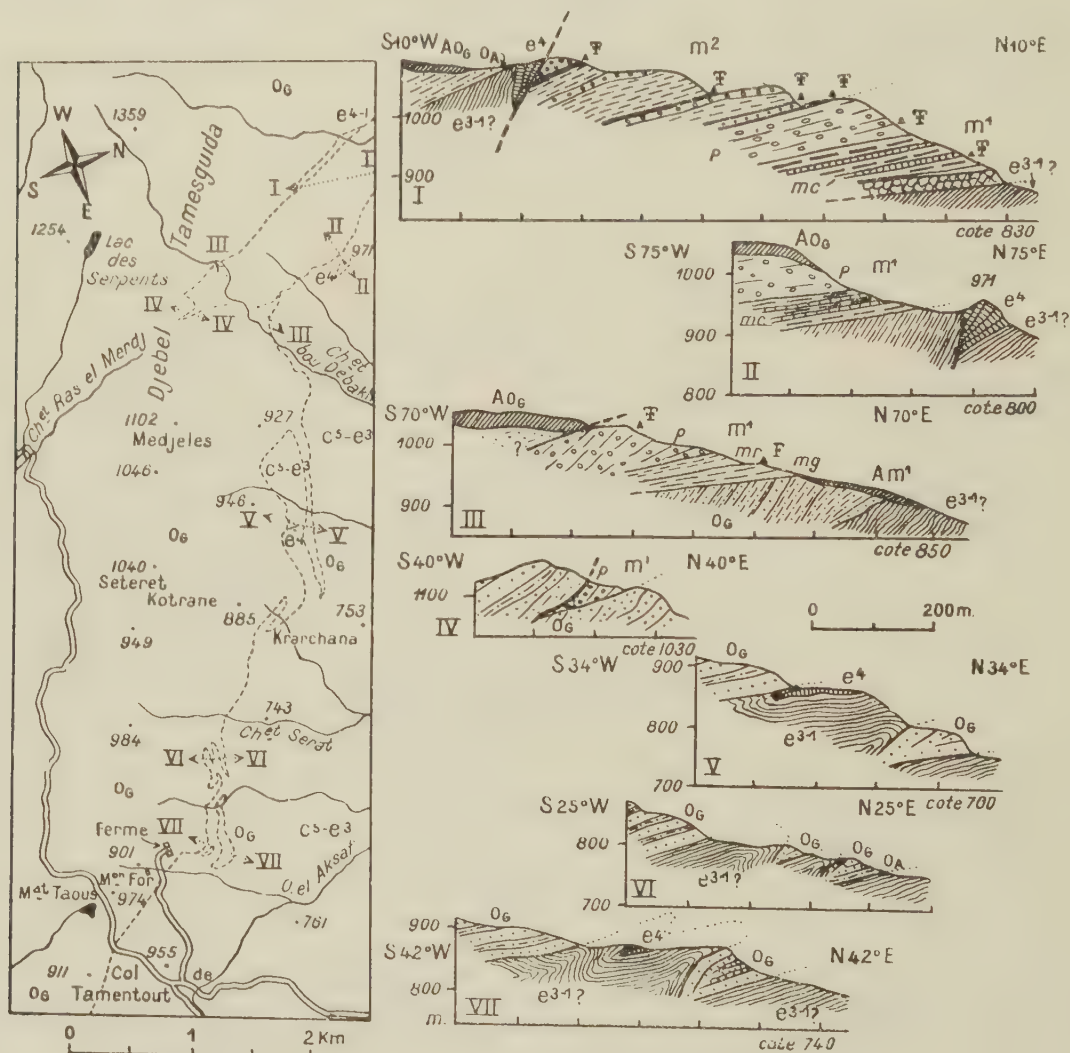


FIG. 124. — Plan et coupes sériees de la région à l'W de Tamentout.

e³⁻¹, Éocène (inf.?) marneux; e⁴, « Suessonien » calcaire; O₆, « Numidien » gréseux; m¹, Burdigalien-Helvétien; m², Tortonien continental; A, éboulis. Détails du Miocène: p, conglomérats; mg, marnes gréseuses; mr, marnes rubifiées à galets; mc, marnes à lits calcaires. Voir détail des coupes p. 383

A 500 m plus à l'E, le Kef bou-Hanni correspond à un petit anticlinal à cœur néocomien, plus ou moins énucléé hors du Sénonien qui l'enveloppe.

Sur le flanc nord du Sidi-Mansour, au milieu des marnes du Crétacé supérieur, court une étroite bande de grès et argilites oligocènes, qui, au SE, se glisse entre le relief principal et le Kef bou-Hanni. Ce Nummul-

tique, plongeant vers le S, semble dessiner un petit synclinal couché au N, plus ou moins disharmonique d'avec son entourage. Son extrémité SE manque de netteté.

Au flanc S du Sidi-Mansour, on remarque au milieu des marnes éocènes des paquets de calcaires « suessoniens », qui paraissent jalonner un synclinal W 30° N-E 30° S, polyfurqué. Les torsions qu'il présente sont dues à son serrage au sein d'une masse marneuse très plastique. Les pendages sont toujours très redressés et les disharmonies fréquentes.

La bordure du « Numidien » du Tamesguida (fig. 124) est troublée par toute une série de petits accidents, orientés aussi WNW-ESE.

Selon les points, les formations oligocènes reposent directement sur les calcaires « suessoniens » ou sur des marnes noires éocènes. L'ensemble a été affecté de petits plis couchés au N sur quelques dizaines de mètres, au maximum sur une centaine.

Le Miocène visible au flanc N du Tamesguida est franchement discordant sur l'Éocène, sur l'Oligocène et apparemment sur les structures dont il vient d'être question. Mais ce Miocène a été à son tour ployé en un synclinal dirigé NNW-SSE. L'extrémité septentrionale de ce pli est assez nette. Par contre, à sa partie moyenne et à sa terminaison S, le bord occidental de l'affleurement miocène est nettement chevauché, sur une profondeur pouvant atteindre quelques centaines de mètres, par le « Numidien ».

Le Nummulitique du chaînon du Dj. Tamesguida dessine à l'E une courbe pérисynclinale. Elle s'accompagne bizarrement d'une accentuation brutale des pendages, au SW de Tamentout. C'est ainsi que, sur la route de Chevreul, la base des assises gréseuses « numidiennes » est presque verticale.

B. Le secteur entre Tamentout et le Dj. Msid

Cette région est dominée par les deux importants massifs « numidiens » de Bou-Afroun et de Bir-Chouchen, que sépare et que borde une série marneuse sénonienne, traversée au N par une lame de Trias et accidentée localement par de petits synclinaux à fond éocène.

1. UNE LAME DE TRIAS, dont il a déjà été question (p. 285 et 289), suit au S le bord courbe du massif ancien dont elle est éloignée de 1 km environ. Nous l'avons vu naître au Dj. Sigmounane, situé au S de la Zaouïa du Djendjene. Jusqu'au village d'El-Maad, elle est très discontinue et apparaît sous forme de pointements gypseux dans le Sénonien.

Entre le SE du croisement des routes près d'El-Maad et le col de Fédoulès, la bande triasique est ininterrompue. Sa largeur maximale est de l'ordre d'une cinquantaine de mètres. Sur la plus grande partie de son parcours, elle s'interpose entre, au S, les « grès numidiens » presque horizontaux et, au N, les marnes sénoniennes très redressées, sous lesquelles cette lame paraît s'enfoncer avec un très fort pendage (fig. 53). Le passage de la bande triasique est admirablement marqué dans la topographie par une ligne de cols parallèle au bord du massif « numidien ».

Interrompue au SE de Fédoulès sur plus de 1 km, cette lame se retrouve au Kef Boutadjine, au milieu du Sénonien, disparaît à nouveau, montre un minuscule pointement au SW de la M^{at} Skaïf et s'interrompt au delà sur 4 km. à la faveur d'un ensellement transversal dont témoignent des affleurements éocènes.

On retrouve le Trias sur la crête du Dj. Ounane (fig. 125). De là jusqu'au Rhedir-ed-Dradar (*alias* ed-Dra), la lame, subverticale, émerge dans le Sénonien en une série de pointements tout proches du Flysch schisto-gréseux qui s'enfonce sous le Crétacé supérieur. On peut légitimement penser que le Flysch est recoupé en profondeur.

A Rhedir-ed-Dradar, la bande triasique s'épanouit en émettant des diverticules vers le S. On constate d'ailleurs plus loin qu'à sa partie méridionale le Trias s'enfonce à l'horizontale sous le Sénonien du Dj. Zoulat. Par contre, le bord N de la lame, que l'on suit jusqu'à la crête du Dj. Berbouch, est presque rectiligne et vertical.

2. LE COMPLEXE MARNEUX SÉNONIEN montre en surface des plongements extrêmement variés, souvent violents mais presque constamment axés E-W. Sauf dans la région entre El-Maad et Fédoulès,

les marnes du Sénonien ne sont visiblement pas influencées par le voisinage du diapir triasique, qui les a recoupées à l'emporte-pièce.

Entre la terminaison occidentale du chaînon « numidien » du Zouara et la bande triasique que nous venons de suivre, des terrains éocènes (calcaires « suessoniens » et marnes noires) surmontent en apparente concordance les marnes sénoniennes. Ils sont conservés à la faveur des plis *synclinaux* N-40° E de la Mechtat en-Nsa.

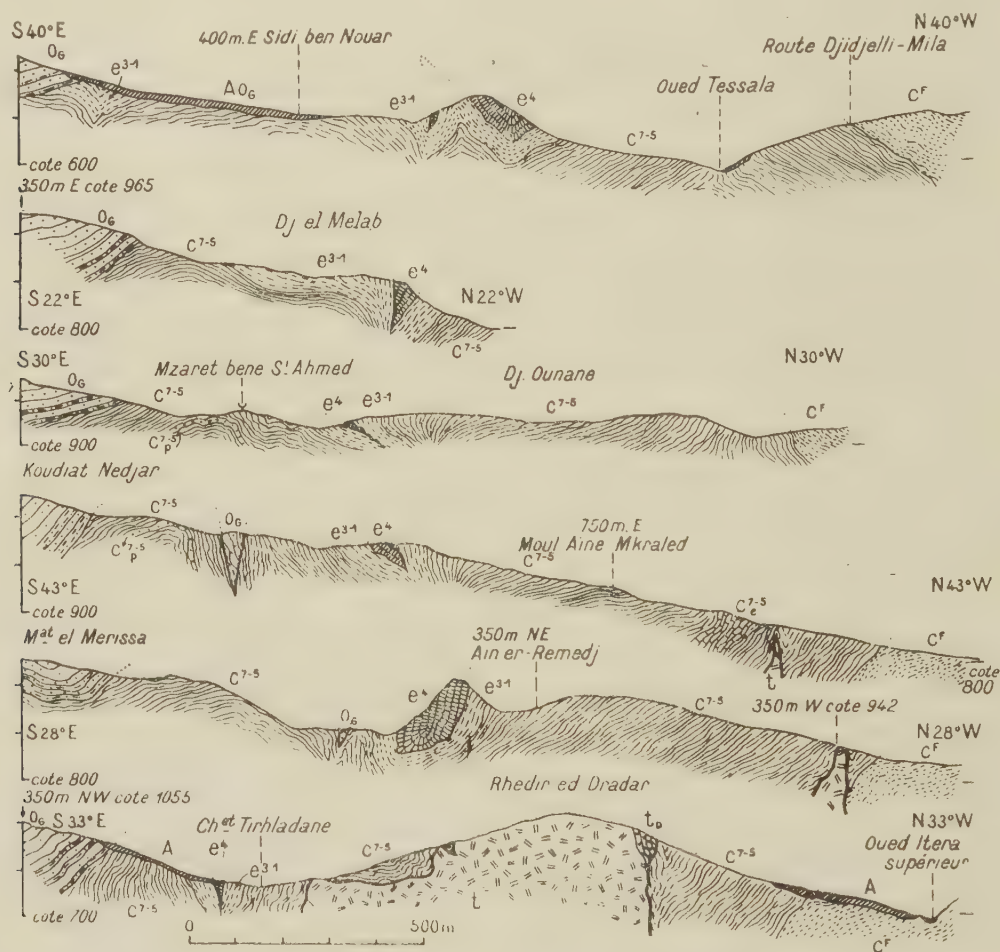


FIG. 125. — Coupes sériees de l'aire synclinale de la Mechtat en-Nsa.

t, Trias diapir; tD, dolomies du Trias; cf, Flysch crétacé; c7-5, Sénonien marneux; e3-1, Éocène (inf.?) marneux; e4, « Suessonien » calcaire; O6, « Numidien » gréseux.

Il existe d'abord un groupe nord de synclinaux (fig. 125, coupe du haut) au N de Sidi ben-Nour. Le groupe sud est constitué d'un synclinal principal marqué par une trainée de calcaires « suessoniens » en général verticaux mais qui prend, autour du Dj. Ounane, une allure de barre calcaire interstratifiée dans les marnes noires éocènes.

Il est vraisemblable que les petits plis, écrasés et couchés au N, dans lesquels intervient l'Éocène de la Mat Samta, représentent la réapparition de la zone synclinale de la Mat en-Nsa, momentanément masquée par le « Numidien » du Dj. el-Hamra. Tous ces plis seraient donc attribuables à la phase tectonique antérieure au « Numidien ».

3. LA DALLE « NUMIDIENNE », dont les grands affleurements couronnent la partie orientale du chaînon du Tamesguida (Bou-Afroun) et le chaînon du Zouara, est ployée en un large synclinal orienté E-W. Les plongements de ses flancs ne dépassent guère en moyenne 10° à 20° (pl. 5).¹

Le col de Tamentout, qui limite à l'W le secteur décrit en ce moment, doit son existence à l'affleurement des marnes sénoniennes, par le jeu d'un anticlinal N-S, perpendiculaire à l'axe synclinal. Ce transanticlinal empêche de raccorder avec certitude les plis dans le « Numidien » à l'W et à l'E de ce col.

L'interruption des affleurements oligocènes dans le bassin du haut O. bou-Kriza est essentiellement un effet de l'érosion. Cependant l'existence d'un paquet « numidien » isolé, à Taoulachet, implique l'intervention, à l'E de Sidi-Assaout, d'une flexure N-S, en travers de l'axe du synclinal.

Dans la région d'El-Merissa, la bordure septentrionale des affleurements « numidiens » présente des accidents de détail : pendages très violents, replis accessoires. Le cas le plus net est celui des coins synclinaux oligocènes pincés dans le Sénonien au N du Koudiat Nedjar (fig. 125, coupe 4). Ils sont allongés N-30° E, c'est-à-dire parallèlement aux synclinaux à cœur « suessonien » de la M^{at} en-Nsa, ce qui peut faire suspecter l'âge anté-oligocène, indiqué plus haut pour ces derniers plis.

Un certain nombre de cassures à peu près verticales affectent le « Numidien ». Elles ne sont jamais très importantes et ne possèdent pas de direction privilégiée. Précisons qu'au S de la M^{at} en-Nsa, la bordure du Néonummulitique, entièrement drapée d'éboulis, est très vraisemblablement séparée par une faille E-10° N des marnes sénoniennes et éocènes plus septentrionales.

C. Le secteur entre le Dj. Msid et Fedj-Akdal

Ce secteur possède les mêmes traits structuraux que la région que nous venons de décrire : il n'en représente d'ailleurs que la continuation. Le massif gréseux « numidien » s'y épanouit plus largement. Les aspects de la tectonique anté-oligocène ne sont de ce fait observables que dans une série de boutonnières où affleure surtout le Sénonien.

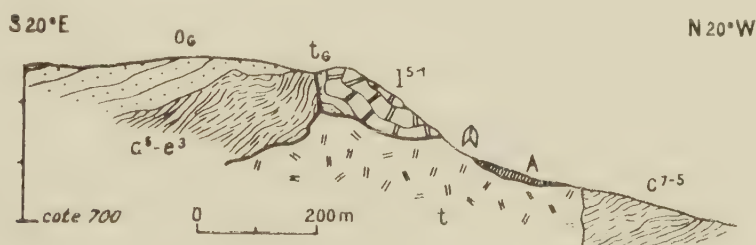


FIG. 126. — Coupe du Kef Natour.

t, Trias diapir; tg, Trias schisto-gréseux; l⁵⁻¹, Lias inf.-Pliensbachien calcaire; e⁷⁻⁵, Sénonien marneux; e³⁻¹, Éocène (inf.?) marneux; Og, « Numidien » gréseux.

1. LA LAME DE TRIAS que nous suivons depuis la région de Texenna est jalonnée au NE du Dj. Msid par deux importants massifs de calcaires liasiques qui donnent son originalité à ce secteur.

La bande triasique, interrompue, comme nous l'avons vu, à la crête du Dj. Berbouch, reprend au SE de Dar-beni-Saad pour très vite s'élargir, sur 1 km, le long de l'O. el-Acherk. Au N, le Trias est séparé des marnes sénoniennes par un contact vertical. Dans l'axe de la bande, des grès du Keuper (?) apparaissent enrobés au sein de marnes bariolées gypsifères. Celles-ci arrivent au S en contact direct avec le « Numidien », qu'elles bousculent et sous lequel elles s'enfoncent avec plus ou moins de netteté.

Au niveau de la M^{at} Rhédirouet, la bande triasique se resserre. Elle ramène au jour une dalle très fragmentée de calcaires du Lias qui forme le Kef Natour (fig. 126 et pl. 6, coupe 18). A l'E de ce piton, le Trias

s'effile en une étroite lame subverticale qui injecte les marnes sénoniennes et éocènes, en suivant de très près le bord septentrional du massif « numidien » du Zouara. Elle disparaît dans la dépression du Chabet Assoune, à peu de distance du Kef ed-Dardja (fig. 127).

2. LE DARDJA (fig. 97 et 98) : Nous avons déjà signalé (p. 426) les plis et les cassures, pour une bonne part anté-sénoniens, accidentant les calcaires liasiques de cet important relief. Son aspect actuel est dû cependant à la tectonique tertiaire.

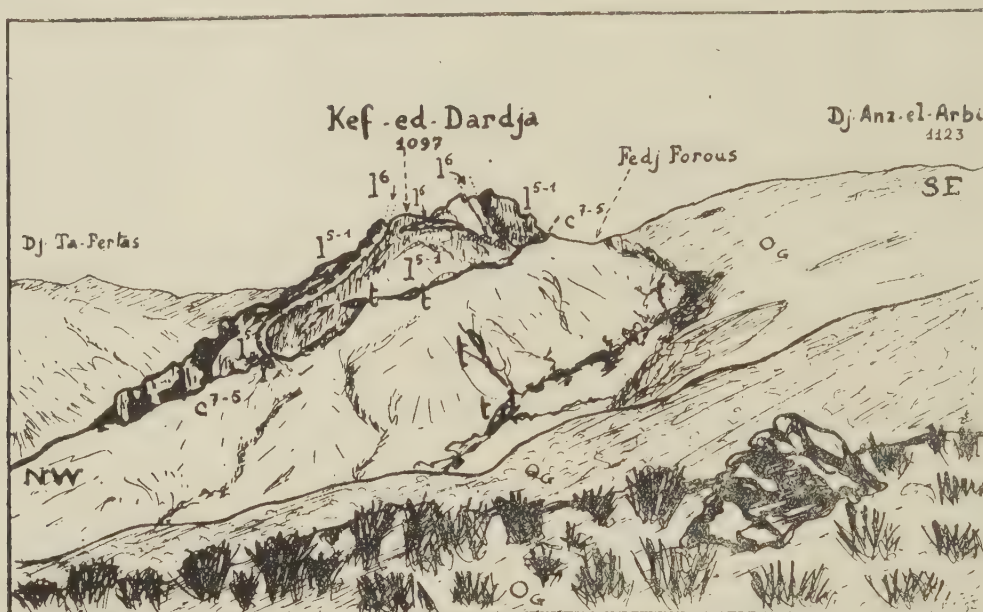


FIG. 127. — Le Kef Dardja, vu de l'Ouest.
t, Trias; l⁵⁻¹, Lias inf.-Pliensbachien calcaire; l⁶, Domérien(?); c⁷⁻⁵, marnes sénoniennes.
Au premier plan et à droite, « Numidien » transgressif.

A son extrémité SW, le Lias est enveloppé périclinalement par les marnes sénoniennes, dont les strates sont d'ailleurs très redressées. Plus à l'E, les calcaires liasiques montrent l'aspect d'une grande dalle, passablement fracturée et éboulée en gigantesques paquets. Leur substratum triasique apparaît largement au SE de l'Aïn-Acharir. Ce Trias est séparé du Flysch crétacé plus septentrional par un contact anormal vertical que l'on est en droit de prolonger vers l'W entre Lias et Sénonien, au SE de l'Aïn-Arhebala : les éboulis empêchent toutefois de s'assurer du fait. Ce contact anormal, bordant au N le Dardja, s'atténuerait progressivement pour disparaître enfin au SE de Sidi-Achrik.

Le Lias du revers méridional du Dardja chevauche légèrement sa bordure sénonienne ou oligocène, le long d'un contact anormal, injecté de Trias à l'W de Fedj-Forous, et qui rejoint au NE la fracture dont nous venons d'indiquer l'existence au N du massif. De la sorte, la partie orientale du Dardja apparaît comme constituée d'une simple dalle liasique soulevée par un diapir de Trias.

Bien qu'il soit décalé d'environ 500 m par rapport à l'alignement général de la bande triasique que nous avons suivie depuis la région de Texenna, le pointement du Dardja semble bien se rattacher à cet accident.

Sur la face SE du massif jurassique (ph. 1 de la pl. 5) les marnes sénoniennes et leur revêtement de « grès numidiens » dessinent des plis violents, qui paraissent résulter du refoulement du Lias vers le S.

La structure du Kef ed-Dardja pose un problème dont la coupe I de la figure 98 indique l'acuité. A l'W du rocher, les marnes sénoniennes reposent stratigraphiquement, à Sidi-Achrik, en continuité sur le Flysch schisto-gréseux crétacé moyen, et à moins de 500 m au S, sur le Lias du Dardja. Le

Crétacé supérieur forme ainsi à la fois l'enveloppe du grand anticlinal couché au S, à cœur de Cristallophyllien, bordant au S le massif kabyle, et le revêtement normal de l'anticlinal autochtone du Dardja. En conséquence, la seule interprétation possible est que ce Sénonien constitue le fond d'un synclinal écrasé, intermédiaire entre les deux plis précédents, et qui doit s'enfoncer au N sous le massif ancien : ce synclinal serait dû à la tectonique anté-oligocène. Ultérieurement, après le dépôt du « Numidien », sous la poussée d'une lame de Trias, le Lias aurait percé l'enveloppe sédimentaire plastique (Flysch et marnes) de l'anticlinal couché bordier, qui jusqu'alors le recouvrait.

3. LA DALLE « NUMIDIENNE » ne possède plus, à partir du Dj. Msid, la structure régulièrement synclinale que nous avons décrite plus à l'W. Bien que son allure d'ensemble soit assez calme, cette dalle est affectée par de nombreux plis, en particulier d'anticlinaux dont l'érosion a dégagé le cœur crétacé.

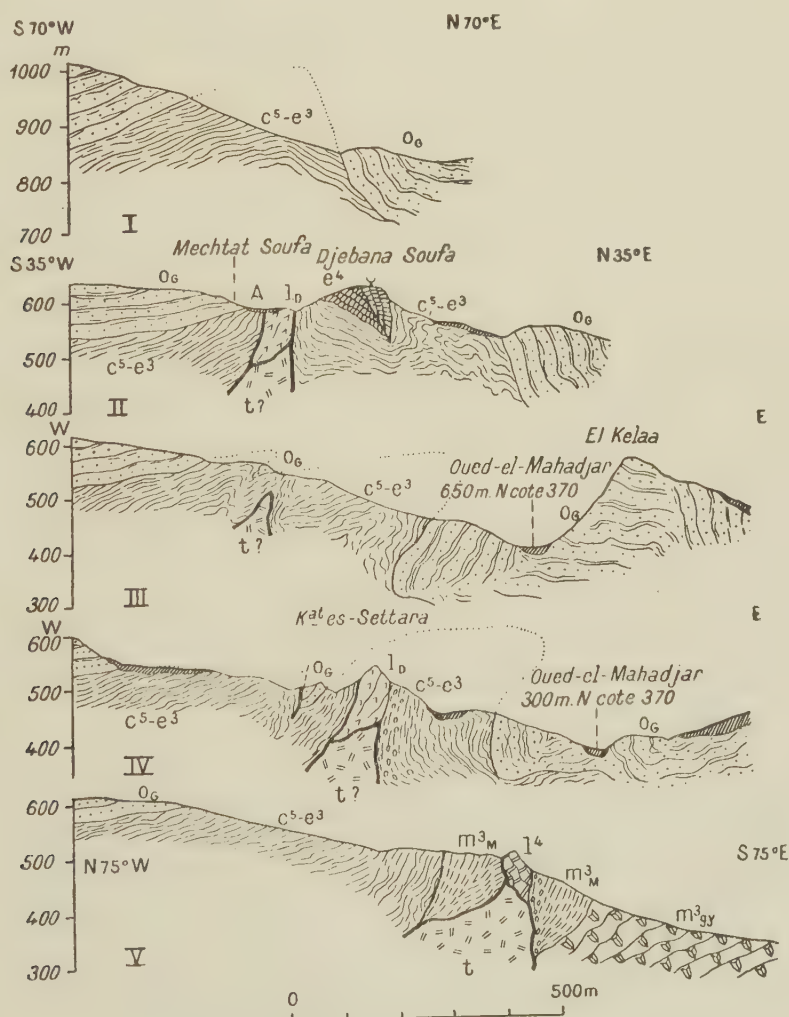


FIG. 128. — Coupes sériees du transanticlinal de Fedj-Beïnène.

t, Trias; l^d, Lias dolomitique; l⁴, Lotharingien; c⁵-e³, Sénonien et Éocène inf., marneux; e⁴, « Suessonien » calcaire; O_G, « Numidien » gréseux; m³, Miocène sup. marno-conglomératique (m³_m) ou gypseux (m³_{gy}).

Un certain nombre d'entre eux sont orientés E-W : l'anticlinal très local de Sidi-el-Fedjedj, celui de l'Aïn-el-Goubi, immédiatement au S du Dj. Msid, et enfin le violent pli en genou, à regard sud, de la Mat Aïn-Azi, fracturé à son bord méridional, le rejet total pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres.

Il existe aussi des plis transverses. C'est le cas de l'anticlinal de Fedj-Akdal qui fait réapparaître les marnes du Sénonien et de l'Éocène au milieu du « Numidien » suivant une bande méridienne passant par ce col. Quant à l'anticlinal de Fedj-Beïnène, situé un peu plus à l'W, il possède un tracé à peu près NW-SE.

Ce pli explique l'existence du diverticule triasique de la Mat el-Ouladia, que dessine la lame triasique dont il a été question au premier paragraphe. Au col de Beïnène, l'anticlinal est déjà dissymétrique, sa bordure orientale étant très redressée (fig. 128, coupe I). Le Crétacé disparaît ensuite au niveau de la maison forestière de Zouara pour réapparaître sur la rive gauche du haut O. el-Mahadjar. Dans ce secteur, l'anticlinal est dirigé N-S. Affecté de replis secondaires, il est essentiellement déjeté ou déversé vers l'E (fig. 128, coupes II à IV) : les marnes sénoniennes et éocènes formant le cœur du pli n'atteignent pas, de la sorte, le fond de la dépression, occupé par le « Numidien » extrêmement bousculé du flanc renversé.

La boutonnière sénonienne montre divers autres accidents. Ainsi il existe, au N de la Mat Soufa, un synclinal E-W à fond de calcaires « suessoniens » : ce pli est certainement anté-oligocène. On remarque encore de petites extrusions de calcaires liasiques, en liaison très probable avec des lames de Trias dont le jeu s'est poursuivi depuis le Crétacé jusqu'après le Miocène.

D. Le secteur entre Fedj-Akdal et l'Oued-el-Kebir

La puissante masse du Dj. Sidi-Marouf domine ce secteur (ph. 1 de la pl. 6). Au N et au S de ce massif jurassique, les marnes sénoniennes forment des aires synclinales, percées localement par des lames de Trias diapir. A la partie méridionale de ce secteur se dressent enfin les reliefs « numidiens » du Dj. Moul-el-Mcid.

1. LE DJ. SIDI-MAROUF (fig. 129) est un important rocher calcaire, dont l'arête dentelée culmine à 1.268 m. C'est, en plan, un quadrilatère de terrains jurassiques, allongé de l'E à l'W sur 5 km mais qui n'en atteint pas 2 en largeur. Les dépressions environnantes sont occupées par les marnes du Crétacé supérieur.

Ce massif fut sommairement étudié par L. Joleaud (1912, p. 356 et pl. IV, fig. 1 et 1 bis) qui reconnut à juste titre le renversement des assises sur le flanc sud de la montagne, la présence de Trias à son extrémité occidentale et le caractère chevauchant de son bord est et nord-est. Pour Joleaud, le Marouf était un faux synclinal aigu, constituant une klippe de sa « nappe de charriage de la chaîne numidique ». Pas plus qu'ailleurs, cet auteur ne précisait l'origine d'un tel lambeau de recouvrement.

F. Ehrmann (1924, p. 191 et fig. 25) affirma l'autochtonie de ce chaînon, en se basant sur des faits inexacts. Pour lui, le Sidi-Marouf était un synclinal régulier à flanc nord redressé, dont la série jurassique reposerait en continuité sur du « Permo-Trias » gréseux, lui-même normalement superposé au Cristallophyllien. Le Crétacé apparaîtrait en discordance au N et au S de l'ensemble.

Dans une note préliminaire (1948 b), nous avons proposé une hypothèse comparable à celle de Joleaud et considéré le Marouf comme un lambeau de terrains jurassiques posé sur le Crétacé supérieur. Cette klippe aurait été énucléée hors de la cicatrice que jalonnent les éléments liasico-triasiques de l'écaille du Kef Gous-sane, sous la poussée du massif kabyle. Des observations plus soigneuses nous convainquirent rapidement (1950 b) de notre erreur : le Sénonien est localement transgressif sur le Jurassique du Sidi-Marouf, dont l'enracinement n'est plus discutable.

La série jurassique de ce chaînon présente une structure extrêmement complexe (fig. 130), résultant de la superposition de plusieurs phases orogéniques.

Dans la partie centrale de la montagne, les strates sont disposées en éventail. Au N, le Trias gréseux et les calcaires de la base du Lias sont verticaux (ph. 3 de la pl. 5). Les couches calcaro-marneuses du sommet du Lias, presque toujours décollées des assises précédentes qui les écrasent sous leur poids, plongent fortement vers le N. Elles sont ainsi superposées au reste de la série jurassique

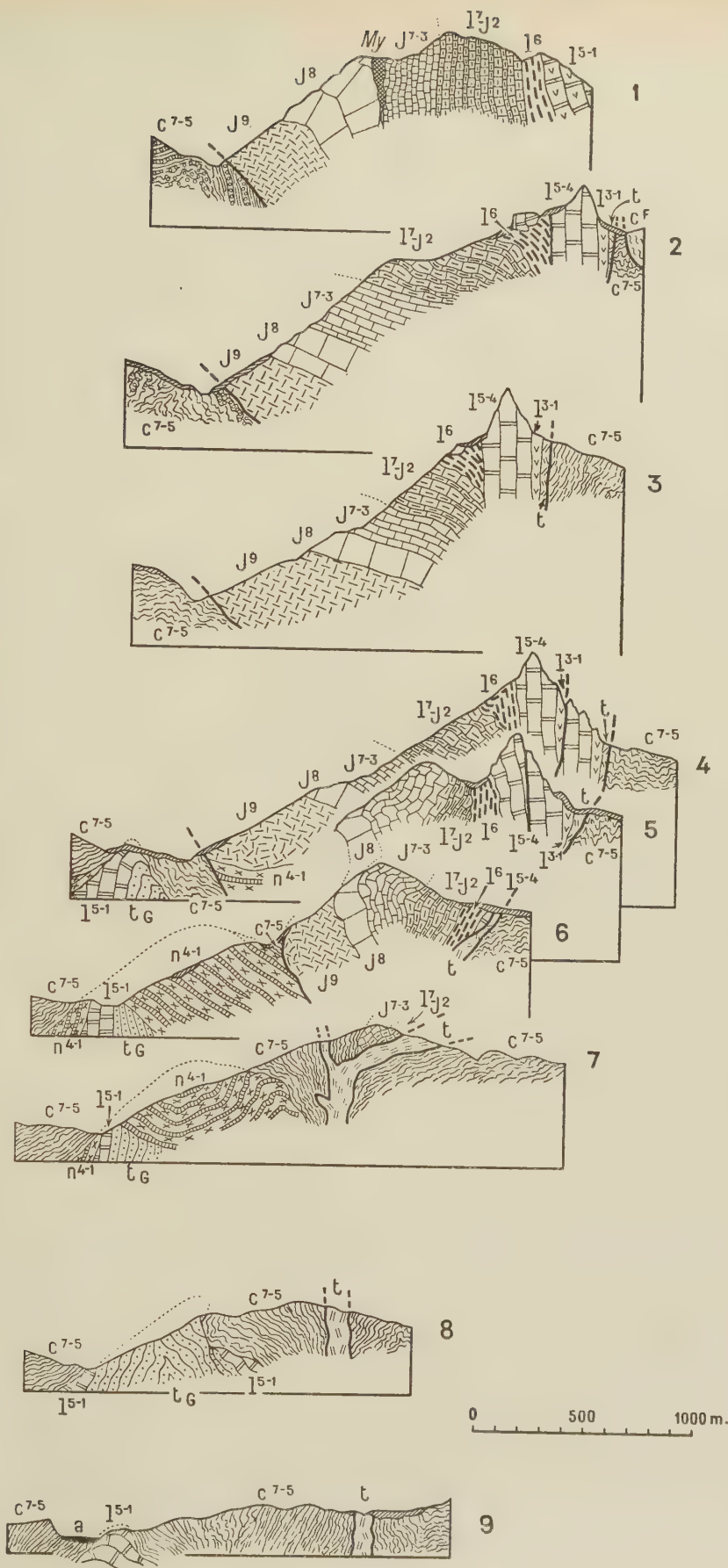


FIG. 130. — Coupes séries du Dj.Sidi-Marouf.

Voir légende de la fig. 129.

renversée, essentiellement calcaire, dont le terme stratigraphiquement le plus élevé (Tithonique) domine, presque horizontal, le cours de l'O. Itera.

Sur l'arête occidentale du Marouf, les couches sont très redressées (fig. 40). Une zone de broyage, très locale, sépare les calcaires en petites dalles du Malm inférieur d'avec la barre de calcaires compacts du Kiméridgien (?). Dans la partie orientale du chaînon, les assises jurassiques sont extrêmement contournées.

Des fractures d'importance secondaire, diversement orientées, tronçonnent la puissante barre de calcaires compacts du Lias inférieur. Aucune d'elles n'est minéralisée, alors que des filons d'« hématite » (goethite, hématite rouge), en général NNE-SSW, injectent le Lias à la faveur de fissures sans rejet. Un curieux dispositif s'observe à l'W de la cote 1268 : deux failles N-S, légèrement courbes, délimitent un étroit compartiment, dans lequel les couches sont disposées verticalement et en direction N-S, alors que de part et d'autre les mêmes assises sont aussi verticales mais orientées E-W.

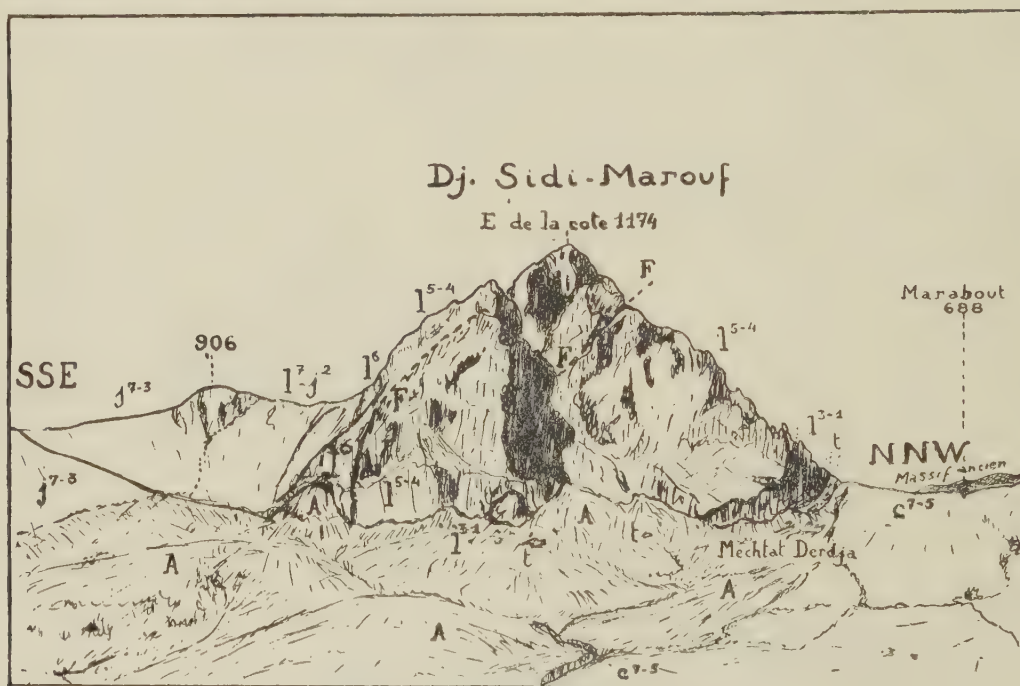


FIG. 131. — Le Sidi-Marouf, vu de l'E.

Massif jurassique : t, Trias; l³⁻¹, Rhétien à Sinémurien; l⁵⁻⁴, Lotharingien-Pliensbachien; l⁶, Domérien; l^{7-j²}, Lias sup.-Dogger; j⁷⁻³, Malm inf. Un contact anormal sépare le Marouf du Sénonien (c⁷⁻⁵) environnant, couvert d'éboulis (A). Au fond, à droite, Cristallophyllien chevauchant.

Au N, le Sidi-Marouf est séparé des marnes sénoniennes, très froissées, par une fracture subverticale qui se poursuit probablement tout le long du chaînon, jusqu'à Graïou.

A l'W, les bancs jurassiques, dirigés E-W, butent contre une grosse masse de Trias diapir, qui semble prolonger la longue bande allant de la région de Texenna jusqu'au Dardja. Un gros affleurement triasique constitue, au SE de Sidi-Barkate, un jalon intermédiaire.

Au S, le Jurassique supérieur renversé du Marouf chevauche les marnes sénoniennes (fig. 55). Le contact est en général anormal ou plutôt étiré : il est d'ailleurs assez redressé.

A l'extrémité orientale du pli, la base du Sénonien prend en écharpe l'ensemble des assises jurassiques. Cette disposition traduit la discordance, extrêmement importante, du Crétacé supérieur sur tous les terrains antérieurs.

Au NE de la Mat Anekia, sur environ 700 m de long, il s'agit incontestablement d'un contact de transgression. Entre les Mat Derdja et Oum-ech-Chaba (fig. 131), par contre, le Lias puis le Dogger sont nettement poussés par-dessus les marnes sénoniennes. Une lame subhorizontale de Trias s'interpose entre Jurassique et Crétacé (fig. 25). A la pointe orientale du massif jurassique, cette bande triasique, ici verticale, se prolonge au milieu du Sénonien, en émettant des apophyses vers le SW. Le Trias que l'on retrouve dans le lit de l'O. Tassiki semble constituer la dernière trace de cette intrusion vers l'E.

Au SE du Sidi-Marouf, le pli de l'O. Itera, dont nous avons suivi le développement au Néocomien (p. 422) et au Sénonien (p. 427), a rejoué au Tertiaire en anticlinal régulier à flancs assez doux, orienté W-E, long d'environ 4 km. Sa terminaison orientale, seule visible, est typiquement périclinale. Une source thermique (Hammam Nouaren) y jaillit au contact du Lias et de sa couverture sénonienne.

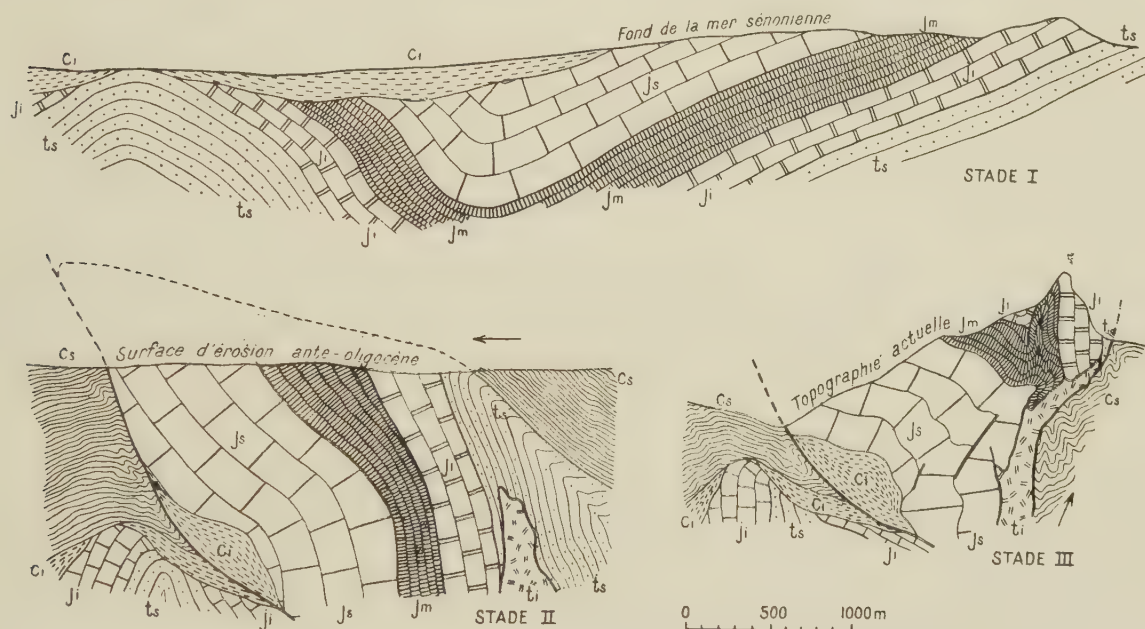


FIG. 132. — Évolution structurale théorique du pli du Sidi-Marouf.

Stade I, orogénèses crétacées; stade II, orogénèse majeure (« anté-numidienne »?); stade III, orogénèse tardive. ti, Trias (inf.?) diapir; ts, Trias (sup.?) schisto-gréseux; ji, Lias; jm, Dogger; js, Malm; ci, Crétacé inf.; cs, Crétacé sup.

La figure 132 retrace l'évolution théorique de l'ensemble du pli du Sidi-Marouf et de l'anticlinal de l'O. Itera. On peut imaginer qu'avant l'Oligocène supérieur (stade II), la poussée tangentielle du massif ancien a provoqué le déversement vers le S d'un anticlinal à cœur triasique, et dont le Jurassique du flanc normal avait été érodé avant le dépôt du Sénonien (stade I). Au cours de ce déplacement vers le S, le synclinal de marnes crétacées, séparant le Marouf du pli de l'O. Itera a été complètement écrasé.

Dans un dernier épisode (stade III), peut-être lié à l'orogénèse post-oligocène, cet édifice déjà déversé vers le S aurait été repley en éventail, son bord septentrional chevauchant la couverture sénonienne. Une lame de Trias, injectée à la base du Jurassique, aurait facilité ce léger déplacement.

2. AU N ET AU NE DU SIDI-MAROUF, les marnes du Crétacé supérieur sont froissées en tout sens. Leur substratum apparaît au SW du Kef Goussane. Il est constitué par le Flysch schisto-gréseux,

ramené au jour par le jeu d'une fracture E-W, apparemment subverticale et dont le prolongement oriental est jalonné, au milieu du Sénonien, par une minéralisation en sidérose.

Le long du bas Oued-el-Guitoun, le Crétacé supérieur est percé par une curieuse extrusion de dolomies liasiques (fig. 54). Sa structure semble résulter de la superposition de deux chevauchements successifs, poussés en sens inverse. Dans un premier stade, le Lias aurait été ployé et déversé vers le S. Ultérieurement, son bord septentrional aurait été décollé de sa couverture marneuse sénonienne. Actuellement le Lias chevauche le Crétacé sur presque tout son pourtour, présentant ainsi l'allure d'un lambeau de recouvrement.

Un tunnel de la voie ferrée recoupe l'extrémité orientale de ce rocher liasique : une abondante venue d'eau minérale tiède est vraisemblablement à mettre en rapport avec la présence de Trias en profondeur. Dans le prolongement de cette extrusion, sur la rive droite de l'O. el-Kebir, au SE de la Mat Dra-di-Mira, de l'eau minérale (?) sourd aussi du Sénonien.

3. AU S DU SIDI-MAROUF et de l'anticlinal de l'O. Itera, les marnes sénoniennes dessinent une large zone synclinale, dont la remontée méridionale vers la Mat Morgal est accidentée de petits synclinaux à fond « suessonien ». L'Oligocène à faciès « numidien », en discordance sur l'ensemble, semble se mouler sur la pente nord du Dj. Moul-el-Mcid. Notons enfin qu'une lame de Trias diapir contourne le massif « numidien ».

Elle débute à Fedj-Akdal et se dirige vers le NE, jalonnée de traînées gypseuses et de sources salées. Au niveau de la Mat bou-Messaoud, cet accident s'oriente E-W. Il n'est d'ailleurs marqué que par de petits pointements, dont le plus oriental domine la Mat Mzalmat, à peu de distance du rocher des Beni-Haroun qui, nous le verrons plus loin, se situe sur son prolongement.

E. Le secteur à l'E de l'Oued-el-Kebir

Le trait structural essentiel de ce secteur est fourni par l'anticlinal du Mcid-Aïcha, dont les calcaires liasiques dominant au N et au S des régions de basses collines, entaillées dans les marnes crétacées.

Entre le Mcid-Aïcha et, plus au N, la bordure du massif ancien, on traverse l'aire synclinale des Beni-Tlilen. Son axe est occupé par des terrains éocènes.

Au S et à l'E du Mcid-Aïcha, c'est encore le Sénonien qui affleure, vite recouvert d'ailleurs par le Néonummulitique discordant. Nous ne décrirons pas ici cette région.

1. L'AIRESYNCLINALE DES BENI-TLILEN : Sa bordure septentrionale est vivement bousculée au voisinage du chevauchement kabyle. On y relève quelques intrusions triasiques.

Il a déjà été question (p. 472) de la lame de la Mat el-Biada, au SE d'Arago. Non loin de là, à la Mat Bourou, un gros pointement triasique, presque circulaire, a percé les marnes sénoniennes et leur revêtement d'argilites néonummulitiques (?). Enfin, au S de la Mat Hamdije, nous avons noté (pl. 3) de minuscules filets de gypse dans le Sénonien.

La partie axiale de l'aire synclinale des Beni-Tlilen est formée par de l'Éocène calcaire (« Sues-sonien ») ou marneux. Les variations latérales au sein de cette série et l'existence probable de marnes « supra-suessoniennes » rendent incertaine l'interprétation matérialisée par des coupes sériées, que nous fournissons (pl. 7) de ce secteur.

A partir du Kef Sidi Bend-en-Nissane, simple dalle « suessonienne » inclinée vers le N, se détacheraient deux alignements synclinaux déversés en sens inverse vers l'extérieur de l'axe de l'aire synclinale des Beni-Tlilen, occupé par des marnes noires éocènes.

Si, par contre, ces dernières sont d'âge lutétien-priabonien, ce qui n'a pu encore être prouvé mais n'est pas invraisemblable, l'aire synclinale des Beni-Thilen serait très adoucie et sans accidents notables. Nous comptons revoir cette question.

2. L'ANTICLINAL DU MCID-AÏCHA a longtemps servi de brandon de discorde entre les partisans des nappes de charriage et leurs adversaires, aussi dogmatiques les uns que les autres.

La première description de ce chaînon est due à Ficheur (1896) : en dépit de nombreuses erreurs d'attribution stratigraphique, il en reconnut la structure anticlinale.

Pour L. Joleaud (1912), le Mcid-Aïcha est un faux-synclinal à cœur liasique, reposant en klippe sur le Sénonien marneux. Le Lias et le Trias du prolongement occidental de ce pli (Kala-et-Touma), bien qu'apparaissant tout au fond de la profonde cluse de l'O. el-Kebir, sont eux aussi figurés par Joleaud comme flottants sur le Crétacé. Par contre le prolongement oriental (Kef Sema) aurait subi des repliements secondaires qui masqueraient son caractère chevauchant.

Pour M. Dalloni (1924), l'enracinement du chaînon du Mcid-Aïcha est évident. Cet auteur constate, sans insister, l'allure synclinale du Jurassique, qui dessine par ailleurs, dans son ensemble, un anticlinal au milieu du Sénonien. S'opposant systématiquement aux assertions de Joleaud, M. Dalloni nie tout déversement et tout contact anormal.

La réunion extraordinaire de la Société géologique de France en 1924 devait donner aux deux écoles l'occasion de s'affronter : Léon Bertrand et L. Joleaud s'opposèrent ainsi avec ténacité aux attaques de M. Dalloni et de F. Ehrmann.

Les recherches de P. Deleau (1938 c), à qui est due la première cartographie sérieuse du chaînon, ont abouti à une image structurale d'ensemble assez exacte. Cet auteur ruina définitivement l'hypothèse du charriage mais il mit en même temps en lumière l'existence de renversements de couches et de contacts anormaux.

Nous parlerons d'abord du *rocher des Beni-Haroun* (ph. 1 de la pl. 8). Il ne constitue pas le prolongement exact du Mcid-Aïcha mais plutôt un relais de celui-ci.

Nous avons suivi, dans la mer crétacée, les premiers jeux structuraux de cette lame verticale, à matériel surtout liasique. Les phases tectoniques tertiaires qui l'ont affectée ont elles aussi été vives.

Les dispositions observées (fig. 133) font croire à un ploiement anticlinal du Lias au milieu du Sénonien, dont la disposition semble périclinale. La constante verticalité des couches liasiques sous-jacentes permet d'exclure, pour des raisons géométriques, cette interprétation. Une simple mais énergique poussée vers le haut de la lame, accompagnée d'étirements dans les marnes et de disharmonies entre celles-ci et les calcaires massifs, rend compte des faits observés.

Les calcaires liasiques sont en outre brisés par de petites cassures NNE-SSW. L'une d'elles explique l'abrupt dominant la route nationale (fig. 60). Une autre, de rejet très faible, située sur la berge droite de l'O. el-Kebir, au fond de sa profonde gorge, sert de drain pour la remontée des abondantes eaux thermales qui jaillissent au Hammam des Beni-Haroun¹.

Au voisinage du rocher liasique, du Trias diapir est injecté. Il prolonge la bande discontinue que nous avons notée sur la rive gauche du Kebir, au N du Dj. Moul-el-Mcid.

L'intervention du Trias dans la mise en place du rocher des Beni-Haroun ne semble pas douteuse. Néanmoins, la bande triasique dont il vient d'être question n'est en contact avec le Lias du rocher que sur quelques centaines de mètres. Partout ailleurs, le Trias jaillit au sein du Crétacé. Cette lame fort étroite franchit, à l'E de la cote 371, la crête du chaînon, qu'elle ne dépasse guère d'ailleurs.

La structure interne du Mcid-Aïcha et du Kef Sema résulte essentiellement, nous l'avons vu, de la tectonique crétacée, mais la disposition actuelle est le reflet d'un énergique bombement anticlinal d'âge tertiaire (pl. 7, coupes 27 à 31).

1. Débit, 33 l/sec.; température, 43° (d'après DELEAU, 1938 c, p. 377).

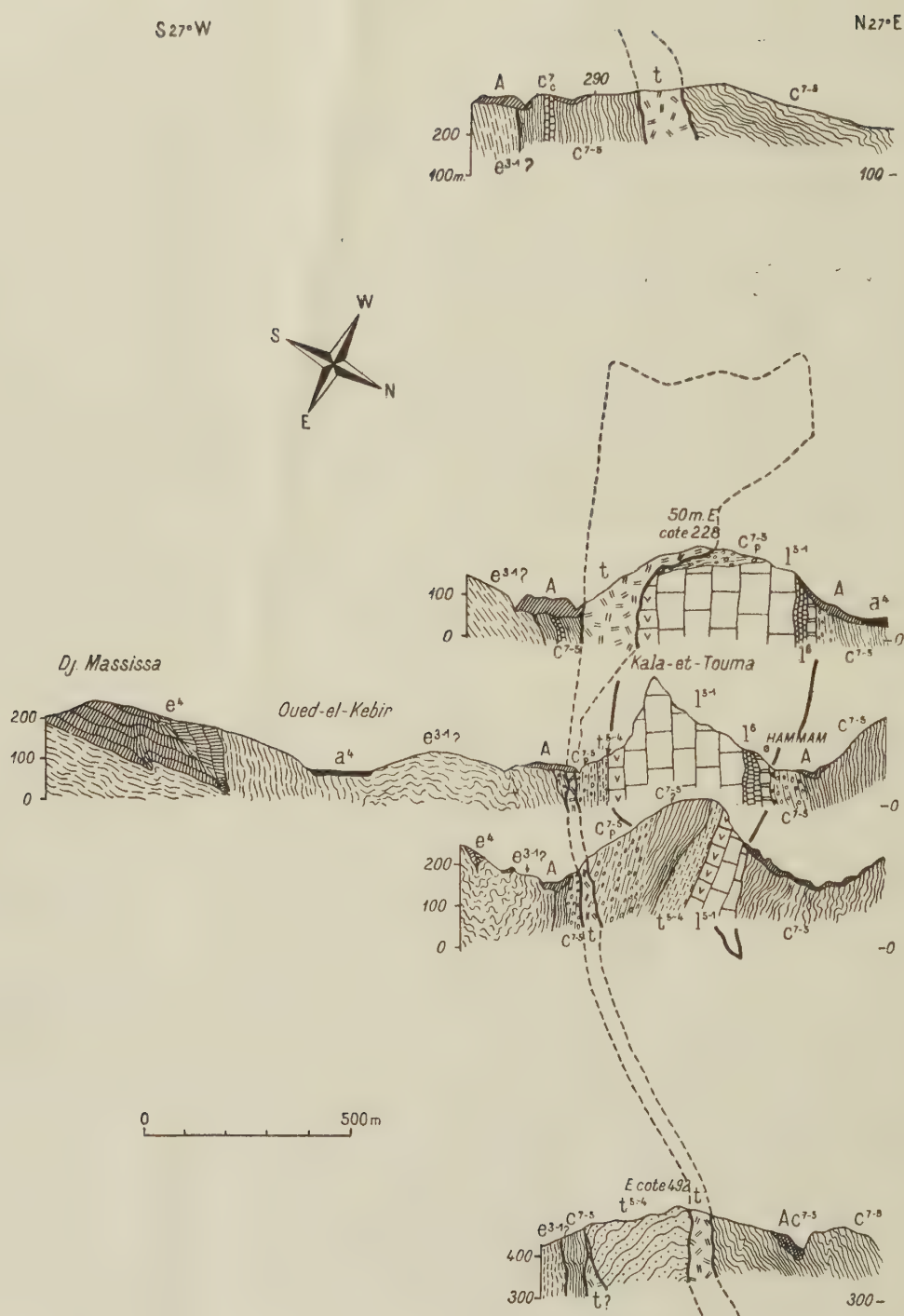


FIG. 133. — Coupes séries du rocher des Beni-Haroun et de ses environs.
 t, Trias diapir; t⁵⁻⁴, Trias sup. schisto-gréseux; l⁵⁻¹, Lias inf.-Pliensbachien; l⁶, Domérien(?); c⁷⁻⁵, Sénonien marneux, avec poudingues (c⁷⁻⁵p) et barre calcaire (c⁷c); e^{3-1?}, Éocène (inf.?) marneux; e⁴, « Suessonien » calcaire; A, éboulis.

Au niveau du Mcid-Aïcha proprement dit, nous ignorons quelle était la flèche de ce pli. Par contre, au Kef Sema, qui en constitue l'extrémité orientale, des lambeaux crétacés sont conservés au-dessus du Lias. P. Deleau (1938 c) les a interprétés comme des coins effondrés, limités sur tout leur pourtour par des failles verticales tortueuses. Il nous a paru, au contraire, que la plupart de ces contacts étaient normaux. Suivant notre conception, le Crétacé est affecté de deux légers plis E-W, qui ne modifient guère l'aspect surbaissé de l'anticlinal formé au Tertiaire (pl. 7, coupe 31).

Le *flanc sud* du chaînon du Mcid-Aïcha est séparé du Crétacé plus méridional par une fracture subverticale, déjà reconnue par P. Deleau. Elle semble se poursuivre vers l'E, le long du Kef Sema, où l'on voit les « grès numidiens », revêtement du Crétacé, buter contre le Lias (ph. 2 de la pl. 7). Cette fracture est localement injectée de Trias gypsifère (p. 143). Le Sénonien situé au S de cet accident est très redressé ou plonge vers le N, en direction du Mcid-Aïcha. Ce pendage général du Crétacé supérieur est observable jusque dans la région d'Hamala, où le substratum barrémien apparaît dans une petite boutonnière.

Au *flanc nord* de la montagne (ph. 1 de la pl. 7), le Sénonien repose en discordance sur le Lias ou sur le Trias gréseux. Le contact est d'ailleurs souvent redressé, parfois même renversé. Au N de la cote 1462, il semble disharmonique.

Un fait structural majeur, ayant échappé à nos prédécesseurs, est l'existence dans le Crétacé, à très peu de distance au N du chaînon du Mcid-Aïcha, d'une étroite bande de Trias diapir, que l'on suit de l'W à l'E sur plus de 8 km. Cette lame, située constamment au sein des marnes sénoniennes dont elle suit plus ou moins les irrégularités de pendages (fig. 134), se montre de ce fait assez zigzagante.

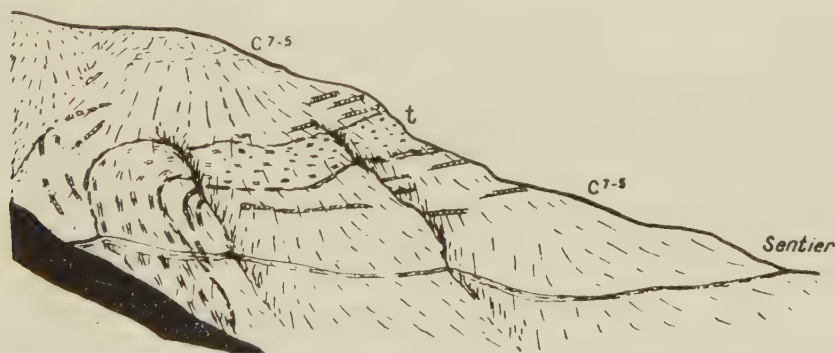


FIG. 134. — Lame de Trias diapir au N du Kef Sema.
La lame triasique (t) est presque interstratifiée dans le Sénonien (c⁷⁻⁵).

Prolongement éventuel de l'intrusion triasique signalée autour du rocher des Beni-Haroun, la lame au N du Mcid-Aïcha débute au SW et au S d'El-Kalaïne par des pointements gypsifères isolés. Elle acquiert plus loin une certaine régularité, dans la région de Zerarga et au N du Kef Sema. Arrivée à l'aplomb de l'extrémité orientale de ce dernier relief, la bande triasique s'interrompt, s'enfle et ramène au jour un paquet de calcaires liasiques (?).

Elle reprend, subdivisée en deux lignes d'affleurements parallèles, à l'W de la Mat Ouled-Alouane. Les pointements sont d'ailleurs discontinus. On les suit jusqu'à la rive droite de l'O. el-Akahal.

Le diapir triasique longeant au N le Mcid-Aïcha n'est pas lié à une fracture¹ visible en surface. Dans les secteurs où la bande de Trias s'interrompt, on peut constater que les couches sénoniennes ne sont pas dérangées. La signification de cette lame, probablement liée à un accident profond, est donc encore ambiguë.

1. Contrairement à l'interprétation que P. Deleau (1952 a) a donné de cette lame, dont je lui avais dit l'existence.

L'orientation SSW-NNE que prend l'extrémité orientale de la bande triasique ne semble pas un fait du hasard. La fracture limitant au S le Kef Sema s'infléchit de la même manière. Enfin un synclinal éocène, marqué par un alignement de calcaires « suessoniens », suit la crête d'Oum-el-Groun, semblablement orientée.

Les chaînons « numidiens » d'El-Karn au N, des Mouïa au S, paraissent posséder une structure tabulaire assez simple, dont témoigne aussi la butte-témoin d'El-Kalaa. Leur description nous ferait déborder les limites que nous nous sommes assigné dans cet ouvrage.

4. — LA ZONE TELLIEUNE .

La séparation de la zone sous-kabyle d'avec la zone tellienne est fondée essentiellement sur l'existence entre elles d'une ligne d'accidents chevauchants, d'orientation E-W, c'est-à-dire parallèles au front du massif ancien kabyle.

Dans la moitié occidentale du territoire étudié, il s'agit d'un pli complexe déversé au S, dont on suit le développement ou le rejeu depuis le Crétacé jusqu'après le Miocène.

Plus à l'E, la grande extension des formations néogènes empêche le plus souvent d'analyser les effets des phases tectoniques antérieures. Le chevauchement de Sidi-Merouane, qui amène le « Numidien » du chaînon du Zouara à reposer sur le Miocène du bassin de Constantine, se situe vraisemblablement sur le tracé ou au voisinage d'accidents chevauchants antérieurs.

A. La région entre Tamentout et le N de Rouached

La présence de résidus dispersés de la couverture néogène autorise à séparer les effets de la tectonique récente d'avec ceux des phases anté-miocènes.

1. LE « SYNCLINAL » DU DJ. SRIR sera considéré comme l'accident limitant la zone sous-kabyle de la zone tellienne. Ce grand pli, constamment déversé vers le S, est allongé de l'E à l'W sur plus de 20 km (ph. 4 de la pl. 8).

Une coupe du S au N montre la superposition des assises suivantes, toutes affectées de pendages vers le N :

1. Marnes noires à nodules calcaires jaunes,
2. Calcaires « suessoniens » (Yprésien-Lutétien inf.),
3. Marnes noires à nodules calcaires jaunes,
4. Flysch marno-microbréchique.

Nous avons jusqu'à présent supposé que les niveaux 1 et 3 étaient homologues et qu'ainsi les calcaires 2 occupaient le fond d'un synclinal déversé au S. Les pl. 4 et 5 traduisent cette interprétation.

L'étude précise des microfaunes a permis récemment à J. Magné (p. 327) de dater le terme 1 de l'Éocène inférieur et le terme 3 du Lutétien-Priabonien, les calcaires 2 s'intercalant stratigraphiquement entre eux.

Le problème des rapports entre les marnes 3, du Lutétien-Priabonien, et le Flysch sénonien superposé est délicat. On peut envisager plusieurs hypothèses :

a) Existence entre les deux termes d'une surface de chevauchement, le Flysch à microbrèches de la zone sous-kabyle surmontant l'Éocène de la zone tellienne. Sans rejeter une telle éventualité, on peut s'étonner que cette surface de chevauchement soit toujours parallèle aux assises qu'elle sépare.

b) Synclinal déversé au S, à cœur de marnes lutétiennes et dont le flanc septentrional aurait été laminé. Si l'étirement de l'Éocène marneux est aisé à concevoir, celui des calcaires « suessoniens », dont nul résidu ne s'observe en ce flanc, est plus délicat à admettre.

c) Nous proposons d'admettre que la transgression des marnes lutétiennes 3 s'est faite sur des assises d'âge varié, de plus en plus anciennes en allant vers le N : calcaires « suessoniens », marnes de l'Éocène inférieur et enfin Flysch à microbrèches sénonien. L'ensemble aurait été ensuite ployé en un synclinal très pincé et étiré, déversé vers le S.

L'axe du synclinal du Dj. Srir devrait ainsi être recherché dans la bande de marnes qui bordent au N ce relief. L'existence de ce pli oblige à penser que le Flysch sénonien plus septentrional est lui-même ployé en un anticlinal déversé au S, évidemment anté-oligocène, car le « Numidien » sus-jacent n'en porte aucune trace.

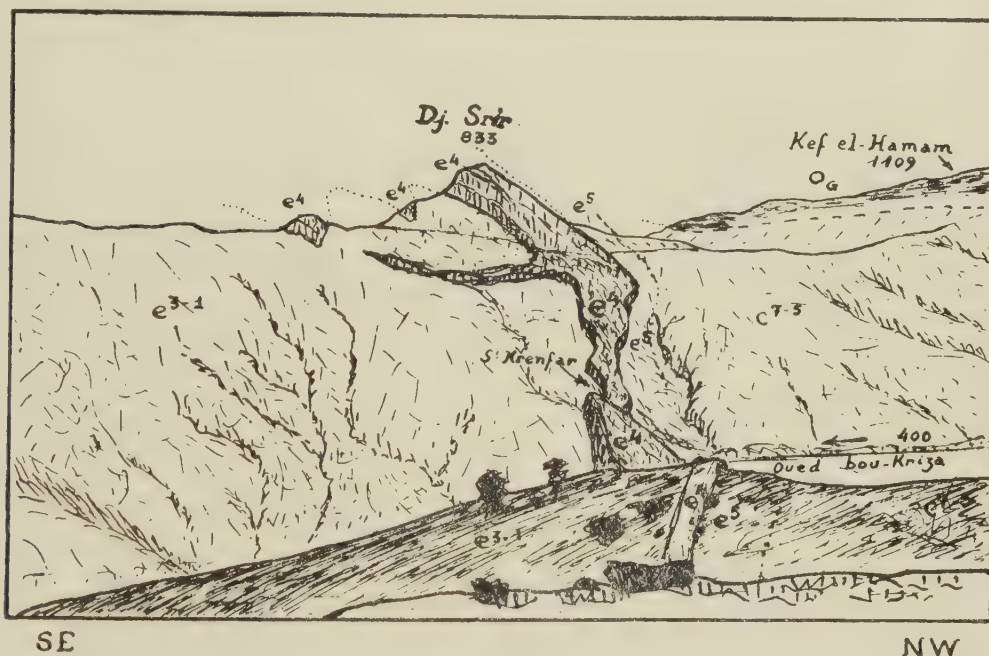


FIG. 135. — Le pli du Dj. Srir, vu de l'E.

Front nord-tellien, montrant la superposition (la série est ici très redressée) du Sénonien à microbrèches (e^{7-5}) sur l'Éocène plus méridional : e^{3-1} , Éocène inf. marneux ; e^4 , « Suessonien » calcaire ; e^5 , Lutétien-Priabonien marneux. Au fond, à droite, Oligocène (Og) discordant.

Le « synclinal » du Dj. Srir est plus ou moins déversé selon les transversales. La cluse de l'O. bou-Kriza semble révéler ses portions les plus profondes : la barre de calcaires « suessoniens », presque verticale, y possède une puissance très réduite (fig. 135). Ses portions les plus élevées pourraient être représentées par ce que l'on observe à l'E du Dj. ed-Dorbane, où les calcaires « suessoniens » sont voisins de l'horizontale.

La répétition de niveaux calcaires au voisinage de l'axe du synclinal fait croire à l'existence de replis, par exemple sur la crête entre le Dj. Srir et le Dj. Tenougast (fig. 136). Dans d'autres cas, ces réapparitions constituent de simples récurrences de faciès dans la série sédimentaire.

L'axe E-W du Dj. Srir se moule d'ailleurs vraisemblablement sur le tracé d'un accident profond, si l'on considère les faits suivants :

a) Un jeu tectonique anté-éocène rendrait compte de l'assez faible épaisseur des marnes noires de l'Éocène inférieur au N, dans la zone sous-kabyle, et de leur énorme développement plus au S.

b) Un épisode tectonique au cours du Lutétien rendrait compte de l'éventuelle discordance locale, très importante, de cet étage sur les assises antérieures.

c) Le ploiement en pli déversé au S, lors d'une phase postérieure au Priabonien (*p. p.* au moins) et antérieure à l'Oligocène à faciès « numidien ».

d) L'existence de nombreux griffons d'eaux thermales sulfureuses qui jalonnent le parcours du synclinal, entre l'O. bou-Kriza et la Mat Kaa-el-Kef. Deux de ces émergences, particulièrement importantes, sont entourées de dépôts travertineux. L'une jaillit au N de la bande calcaire « suessonienne », à la Mat Karnia. La seconde se place au S, sur la rive droite du Chabet Kaa-el-Kef.

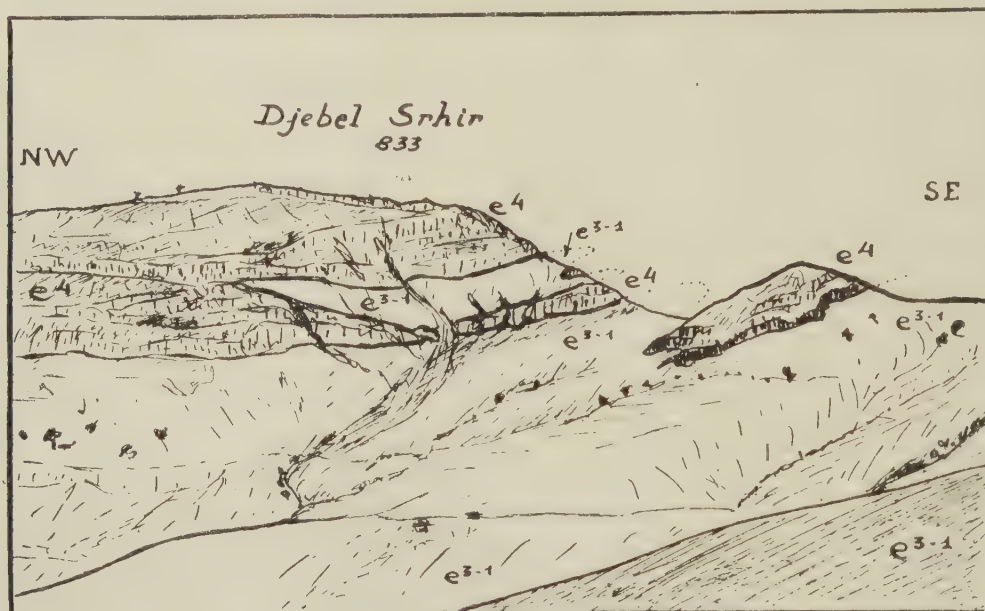


FIG. 136. — Accidents de bordure au S du Dj. Srir.
e³⁻¹, Eocène inf. marneux; e⁴, « Suessonien » calcaire.

2. LES PLIS DANS L'ÉOCÈNE PLUS MÉRIDIONAL : Au S du « synclinal » du Dj. Srir, les marnes de l'Éocène et les calcaires « suessoniens » forment des plis assez violents, orientés E-W.

Avant la découverte par J. Magné de microfaunes du Lutétien-Priabonien dans certaines marnes noires, nous admettions, à la suite de nos devanciers (EHRMANN, 1946), que les affleurements de calcaires « suessoniens » formaient autant de synclinaux et les marnes noires autant d'anticlinaux intermédiaires (pl. 1 à 8). Des déversements en sens variés rendaient compte à nos yeux des superpositions d'apparence anormale. L'examen des extrémités des plis ne semblait pas s'opposer à cette interprétation, qui est largement inexacte.

Les documents paléontologiques actuellement rassemblés sont toutefois insuffisants pour donner une image juste de la structure de cette région. On est amené en effet à supposer qu'en bien des points les marnes noires du Lutétien-Priabonien surmontent directement les marnes, identiques, du « Paléocène ». L'absence de calcaires « suessoniens » entre les deux séries peut être, selon les cas, soit d'ordre stratigraphique (passage latéral de faciès ou discordance légère) soit tectonique (paquets de recouvrement glissés ou simples failles). De nouvelles études s'avèrent ainsi nécessaires dans cette région, bordure septentrionale des monts du Ferdjioua.

Au S de Tamentout, il est facile d'observer, le long de la nouvelle route de Fedj-M'Zala, du N au S, les alignements suivants, orientés E-W :

a) Les reliefs « suessoniens » allant du S de Tamentout jusqu'au Dj. Srir, interrompus par le décrochement de Bin-el-Ouar (alignement d'Ech-Chenakra).

b) La dépression, en marnes noires, allant du Dj. es-Semara jusqu'au confluent du Kebir et du Bou-Selah (alignement de Tesdane).

c) Les reliefs de calcaires « suessoniens » allant du Dj. Imoula au Koudiat Amrane (alignement du Dj. Imoula).

d) La dépression en marnes noires, drapées de Néogène, située au SE du pont sur l'O. el-Kebir (alignement de Lentia).

L'alignement d'Ech-Chenakra posséderait une allure d'anticlinal, accidenté sur son axe d'une inflexion synclinale. Les calcaires plongent visiblement, à peu près partout, sous des marnes du Lutétien-Priabonien : faiblement au N, très fortement au S. Plus au SE, au delà du décrochement de Bin-el-Ouar, près de la Mat Ouled-bou-Djemaa, les calcaires plongent vers le S, à 30° environ, sous des marnes du Lutétien-Priabonien. Ce contact, vers l'E, se redresse, se renverse même au passage du Kebir, pour redevenir normal ou tout au plus vertical sur la feuille « Sidi-Merouane ».

L'alignement marneux de Tesdane ne possède cependant pas l'allure synclinale simple qu'on serait tenté de lui prêter. En bien des points en effet, les marnes sont datées du « Paléocène ». On les voit aussi plonger au S, sans ambiguïté, sous les calcaires de l'alignement suivant. Marnes du Lutétien-Priabonien, au N, du « Paléocène » au S, seraient ainsi en contact direct, nous ne savons encore comment.

L'alignement calcaire du Dj. Imoula apparaît, le long de la cluse de l'O. el-Kebir, comme une barre normalement interstratifiée entre, au N, les marnes « paléocènes » d'Airmane et, au S, les marnes du Lutétien-Priabonien, visibles au SE du pont sur le Kebir.

Sur le méridien du Dj. Srir, la structure de l'Éocène est assez différente. On trouve d'abord l'anticlinal surbaissé du Tenougast puis une zone complexe où dominent les calcaires « suessoniens ».

Au S du synclinal du Dj. Srir, vient un anticlinal surbaissé de marnes noires, dont la voûte « suessonienne » est conservée, horizontale, dans le Dj. Tenougast. Vers l'W, le cœur marneux de cet anticlinal se coince et disparaît même parfois entre les calcaires « suessoniens » des deux synclinaux qui l'encadrent.

Au flanc sud du Tenougast, les calcaires « suessoniens » déterminent de très grands affleurements. De nombreuses fractures et des plis multiples y apparaissent. Les minces bandes de marnes noires, dirigées E-W, qui accidentent ces calcaires (autour d'El-Betom; entre Ben-Daoud et le S du Dj. es-Sibous; de Belemane au confluent du Kebir et du Bou-Kriza) sont, selon toute vraisemblance, à rapporter au Lutétien-Priabonien, au S d'El-Ouz en particulier.

3. LA STRUCTURE DU « NUMIDIEN » : L'examen de la région au S de Tamentout prouve d'une manière irréfutable que les plis dont nous venons de parler s'enfoncent sous le « Numidien » discordant.

Celui-ci a été affecté ultérieurement par quelques ondulations, elles aussi orientées E-W. Ainsi l'aire synclinale du Ras-Oum-Aoudrant forme-t-elle, au S de l'Oued-el-Menar, le symétrique de celle du Dj. Tamesguida, plus au N. Quant au « Numidien » des buttes-témoins isolées plus à l'E, ses penchages sont toujours faibles et sans signification nette.

Au SE de Tamentout, rappelons l'existence d'un important décrochement, au parcours un peu zigzagant mais grossièrement NNE-SSW, dont la lèvre ouest est repoussée d'environ 1 km vers le N par rapport au compartiment oriental. Les calcaires « suessoniens » du Dj. Srir et d'Ech-Chenakra, d'une part, le « Numidien » du Dj. bou-Afroun, de l'autre, sont intéressés par cet accident, qui ne semble pas avoir eu de répercussions notables au S de l'O. el-Menar.

B. La région entre le N de Rouached et Hamala

Le Néogène qui drapait généralement cette région est chevauché au N par l'Oligocène du chaînon du Zouara. L'Éocène qui forme le soubassement de ce dernier est affecté, le long de la cluse de l'Oued-el-Kebir en aval de Sidi-Merouane, par une série de plis serrés, déversés en général vers le S.

Leur présence jalonne le passage des accidents qui séparent les zones sous-kabyle et tellienne.

1. L'ÉOCÈNE AU N DE SIDI-MEROUANE : Une coupe relevée sur la rive gauche de l'O. el-Kebir, en amont du rocher liasique des Beni-Haroun, permet de constater l'apparente interstratification de deux barres de calcaires « suessoniens » au sein des marnes noires éocènes. L'âge de ces dernières n'est pas établi, sauf à l'extrême base de la série (« Paléocène »).

En admettant l'âge « paléocène » de toutes les marnes, les barres « suessoniennes » formeraient le cœur de deux synclinaux déversés vers le SE. La barre supérieure, qui porte le Kef el-Hammam, se poursuivrait dans les multiples paquets calcaires, plus ou moins glissés, de la région de la Mat Aïne-el-Kebira, sur la rive droite du Kebir. La barre inférieure, celle du Dj. Massissa, montre une terminaison sud-ouest très confuse.

Dans une seconde interprétation, les marnes séparant les deux barres « suessoniennes » dateraient du Lutétien-Priabonien et marqueraient le fond d'un synclinal unique, déversé vers le SE, avec une intercalation calcaire dans chacun de ses flancs, plus ou moins écaillés.

Plus au N, les barres calcaires tournent vers le NE puis vers l'E, tout en se redressant. Elles sont à peu près verticales à la traversée de l'O. el-Kebir.

Sur la rive droite du fleuve, elles tournent vers le SE, puis vers le S, leur plongement diminuant d'intensité et se faisant vers l'E. Ainsi s'ébauche une structure symétrique de celle que nous venons de décrire sur l'autre rive : le déversement a ici lieu vers l'W, en apparence. Affectés de multiples cassures et de torsions variées, les calcaires forment le Kef bou-Rabia, puis franchissent le fleuve à deux reprises, de part et d'autre du confluent de l'O. ed-Dib.

La barre calcaire se subdivise alors en plusieurs éléments parallèles. On peut en voir la continuation vers l'E, sur la rive nord de l'O. ed-Dib, sous forme de bandes subverticales, orientées E-W.

2. A L'W DE SIDI-MEROUANE, le substratum du Néogène apparaît assez largement. Nous avons déjà fait allusion aux mouvements crétacés dont on trouve trace dans ce secteur. Des plissements d'âge éocène et oligocène y sont aussi décelables, mais leur intensité est faible.

Ainsi, au N du Dj. Kekra, près de Kribsa, les calcaires « suessoniens » paraissent s'enfoncer légèrement sous les marnes noires de l'Éocène (inférieur?), qui les bordent au N.

D'autre part, au Koudiat-bou-Zemmora, les marnes éocènes enveloppent périclinalement l'extrémité ouest d'un anticlinal très surbaissé, à cœur éocrétacé, d'orientation apparente WSW-ENE. Ses bordures septentrionale et orientale sont masquées sous le Néogène.

4. — CONCLUSIONS ET COMPARAISONS

Après avoir essayé de distinguer la part respective des deux phases tectoniques nummulitiques dans les phénomènes que nous venons de décrire, nous essayerons d'intégrer les résultats d'ensemble dans le cadre de la Berbérie.

A. Distinction des effets des deux phases

La phase tectonique « anté-numidienne » est incontestablement la plus importante. C'est en effet à ce moment qu'a eu lieu le charriage du massif ancien kabyle vers le S. Le matériel qui y a pris part (Cristallophyllien ancien et enveloppe schisteuse mésozoïque, essentiellement crétacée) s'est ployé en un grand anticlinal couché au S. L'ampleur maximale du déplacement a pu atteindre localement

20 à 30 km. Sous ce chevauchement, les formations jurassiques de l'avant-pays ont parfois été débitées en écailles (S d'El Milia) : leur déplacement est parfois notable, mais la longueur de leur front toujours très limitée. Le Trias gypsifère a pu faciliter leur progression, en jouant un rôle de lubrifiant, alors qu'il ne semble pas être intervenu pour faciliter la progression de la nappe bordière.

Le massif ancien s'est mu en bloc. Sur sa carapace, les mouvements « anté-numidiens » n'ont pas eu d'effets sensibles.

Dans l'avant-pays, le Flysch du Crétacé inférieur-moyen et les marnes du Crétacé supérieur ont reçu le choc de la nappe bordière et se sont ployés souplement. Sauf dans le Dj. Sidi-Marouf, situé immédiatement au front du chevauchement et dont les assises ont été déversées au S, les massifs jurassiques, probablement enfouis assez profondément sous leur couverture marneuse crétacée, ne paraissent guère avoir subi les effets de cette phase, sinon peut-être sous forme d'un traînage sur leur semelle triasique.

Plus au S, une ligne de dislocations, parallèle au front du massif ancien, a amené le chevauchement de la zone tellienne, la plus méridionale, par la zone sous-kabyle. Les puissantes séries éocènes du Tell sont bousculées à leur bordure septentrionale et ployées en synclinaux aigus, déversés ou couchés au S, plus ou moins écaillés. Le déversement total de semblables accidents, difficile à préciser, ne semble pas devoir excéder quelques kilomètres. Notons que le compartiment chevauchant, appartenant à la zone sous-kabyle, est souvent formé d'un Flysch à microbrèches sénonien : S et SE de Tamentout, N et NE de Sidi-Merouane.

Il est permis de supposer que tous les phénomènes décrits ci-dessus sont à peu près contemporains. Ils s'avèrent manifestement antérieurs à une série néonummulitique, qui surmonte en discordance les accidents structuraux principaux, tant le chevauchement bordier kabyle que le front nord-tellien. Cette série discordante est datée à son extrême base, sur le socle, par des *Miogypsinoïdes*, genre inconnu avant l'Oligocène supérieur (Chattien-Aquitainien). Dans les régions plus méridionales, on ne peut préciser si la transgression n'est pas légèrement plus ancienne.

Par ailleurs, les dépôts éocènes sont intéressés par la tectonique essentielle. Les plus récents terrains affectés dateraient, d'après la microfaune, du Priabonien, plus spécialement du Bartonien.

Le paroxysme orogénique serait ainsi post-bartonien et antérieur à l'Oligocène supérieur. Plus récent que le plissement « pyrénéen » (limite Lutétien-Priabonien), il appartiendrait de la sorte à une phase proprement « alpine ».

La phase tectonique immédiatement « post-numidienne » provoque la formation (fig. 137) de plis à grand rayon de courbure, qui montrent néanmoins des accentuations locales de pendages, et que brisent des failles assez fréquentes. De plus, dans quelques secteurs, l'Oligocène est impliqué dans des plis aigus, parfois déversés vers le N (région de Tamentout...).

Cette phase n'a pas comporté de mouvements tangentiels importants. En particulier les grands accidents chevauchants ne jouent pas, sauf très localement.

Sur le massif ancien, les plis sont allongés du N au S. Dans les régions orientales, ils sont plutôt NE-SW. Par contre, dans le domaine mésozoïque de la zone sous-kabyle, ils possèdent la même orientation E-W que les plis dus à la phase principale. Toutefois, il existe de nombreux accidents transverses, grossièrement N-S, qui ne prolongent d'ailleurs nullement les plis observés sur le socle ancien.

Il est vraisemblable que la plupart des massifs jurassiques de l'W de la chaîne numidique ont « fait surface » après le dépôt du « Numidien ». Il est malheureusement impossible, dans notre secteur, de dire la part des mouvements immédiatement anté-burdigaliens et de ceux qui ont suivi le Miocène, dans l'aspect actuel de ces structures.

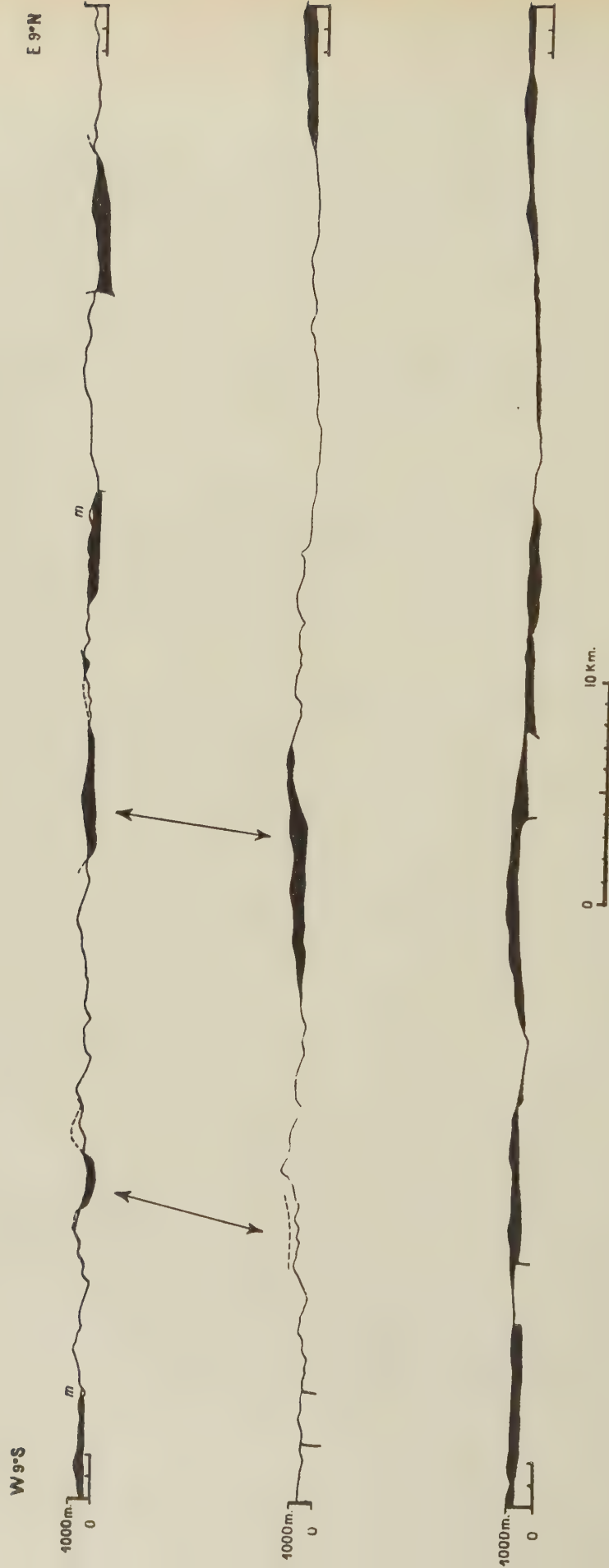


FIG. 137. — Coupes schématiques E-W de la région étudiée, montrant les effets de la tectonique post-oligocène.
Terrains anté-oligocènes, en blanc. Oligocène en noir. Miocène (m).

La phase orogénique post-oligocène est surtout responsable de l'émersion générale du Nord-Constantinois. Postérieure au « Numidien » grés-argileux (Chattien-Aquitainien), elle est antérieure à des formations du Burdigalien, bien datées.

B. Intégration des unités tectoniques du Nord-Constantinois dans le cadre de la Berbérie

L'analogie de comportement tectonique des trois amygdales paléozoïques du littoral de la Berbérie et de leur bordure sédimentaire est un fait qui paraît bien établi maintenant, grâce aux travaux de P. Fallot et de L. Glangeaud, en particulier.

L'étude détaillée d'une petite partie de cette longue zone nous a conduit à des interprétations nouvelles, qu'il n'est pas inutile de confronter avec celles qui ont été proposées dans les autres domaines du « bourrelet liminaire africain ».

1. LES MASSIFS ANCIENS

Ils ont tous eu tendance à chevaucher vers le S. Mais le style propre, l'intensité et l'âge de ces chevauchements ne sont pas partout identiques.

LE STYLE

Dans le *Rif*, les micaschistes formant la partie supérieure de la série cristallophyllienne seraient poussés vers le S, à la manière d'une gigantesque écaille. La couverture secondaire, composée essentiellement d'une dalle calcaro-dolomitique triasique, puissante (plus de 1 km) et homogène, a été entraînée en esquilles d'allure variée et de continuité latérale limitée; leur « front actuel [...], tant dans le djebel Xauen que plus au N, esquisse [...] des éléments de charnière frontale » (FALLOT, 1937, p. 292).

Le style en écailles de la partie charriée de la Dorsale rifaine pourrait résulter d'une disharmonie d'ensemble entre le substratum schisteux primaire, souple, et la couverture compacte triasique, rigide.

En *Grande Kabylie* et dans ses annexes plus occidentales, le Cristallophyllien ne semble nullement partiellement décollé du Trias et du Lias qui le recouvrent en transgression. Socle et couverture secondaire dessinent, « considérés dans leur ensemble, [...] un grand bombement anticlinal déversé vers le S » (GLANGEAUD, 1932, p. 585). Les travaux récents de J. Flandrin (1952), dans le Djurdjura, confirment cette liaison entre substratum ancien et couverture récente, de plasticité comparable, et l'absence de décollement entre eux. Le front de chevauchement se place plus au S, devant la zone du Flysch.

Des accidents longitudinaux rompent, dans le Djurdjura, la belle simplicité du front kabyle. On peut se demander s'ils n'affectent pas surtout les éléments rigides (calcaires liasiques) et s'ils ne sont pas dus au surplus à des mouvements tardifs, indépendants de la mise en place des structures essentielles.

Dans le *SW de la Petite Kabylie*, le Cristallophyllien et sa couverture schisteuse crétacée ont été ployés d'une manière souple, en bloc. Ils ne se sont partiellement désolidarisés l'un de l'autre que dans le flanc inverse de l'anticlinal couché bordier. Ce style résulte de l'absence générale d'éléments rigides dans la couverture sédimentaire du Cristallophyllien.

En résumé, dans les trois amygdales kabyles et rifaine, aucun niveau particulièrement plastique, tel que le Trias gypsifère, n'a pu servir de lubrifiant à la base des chevauchements. Ceux-ci sont dus à une tectonique de socle. La notion de matériel mort, figé, généralement admise, nous semble en l'espèce à rejeter.

L'AMPLEUR DES CHEVAUchemENTS

Il ne saurait être question de relier formellement les charriages intéressant la bordure méridionale de tous les massifs kabyles et rifain, et de considérer comme des rentrants tectoniques les zones sédimentaires qui les séparent. L'allure actuelle de ces massifs est celle de festons se relayant.

Dans le cas particulier de la Petite Kabylie, le charriage est visible sur une distance frontale d'une centaine de kilomètres. A l'W, vers Cavallo, l'existence d'unités éjectées, d'une part, l'hétéropisme total des séries mésozoïques du secteur de Guerrouch et du domaine des Babors, immédiatement voisins, d'autre part, forcent à envisager un prolongement du front kabyle. Plus ou moins masquée par les unités énucléées ou par le Tertiaire discordant, cette cicatrice doit exister jusqu'aux abords du golfe de Bougie. Le massif éruptif de Cavallo s'aligne grossièrement sur son tracé.

Vers l'E, au contraire, le front kabyle n'est plus visible, en l'état actuel des levés, à l'E du méridien du Sidi-Dris : il s'enfouirait sous l'Oligocène transgressif. On peut envisager, momentanément, qu'il se poursuit sous la dépression de Saint-Charles, vers Philippeville.

Dans cette conception, le Cristallophyllien du SE de la Petite Kabylie pourrait être tenu pour parautochtone ou former un deuxième feston relayant le premier.

L'ampleur transversale des chevauchements est de ce fait éminemment variable. Faible aux extrémités de chacune des guirlandes, elle peut atteindre des valeurs importantes dans leurs parties moyennes.

Dans le Rif, les chiffres cités (FALLOT, 1937, p. 489) vont jusqu'à 40 km, la valeur moyenne étant de 15 à 20 km. En Grande Kabylie, les reconstitutions proposées (FLANDRIN, 1952, p. 33; CAIRE, GLANGEAUD, ..., 1953) font état, pour le bâti primaire, d'un déplacement vers le S de l'ordre d'une dizaine de kilomètres.

Nous arrivons, dans le SW de la Petite Kabylie, à des chiffres intermédiaires, le maximum *mesurable* étant de 20 à 30 km sur le méridien d'El Milia.

Dans un travail paru tout récemment, A. Caire (1954), cherchant un moteur aux nappes de glissement des zones telliennes méridionales, dont il donne un saisissant panorama, lance, en accord avec M. Mattauer, une hypothèse hardie. Le massif ancien de Grande Kabylie et sa chaîne calcaire représenteraient un immense lambeau de recouvrement, de provenance septentrionale (en mer), reposant de toutes parts sur le Flysch crétacé, à son tour superposé, en une nappe indépendante (elle-même d'origine inconnue), et dont la flèche dépasserait 50 km, à des unités telliennes dont le domaine irait ainsi jusqu'à la Méditerranée, en profondeur. On arrive de la sorte à des déplacements d'ensemble, du N au S, de 100 à 200 km.

La lecture de cette note suggère qu'une telle hypothèse résulte pour une part d'un raisonnement par analogie, basé sur nos propres idées sur la structure du Nord-Constantinois. Aussi ne pouvons-nous céler que cet « ultra-nappisme » nous paraît inacceptable. Comme faits concrets, rappelons simplement que le Flysch crétacé, loin d'être toujours chevauché par le Cristallophyllien, le surmonte transgressivement dans la région de l'Arba (GLANGEAUD, 1932, fig. 19, p. 166) et que, près de Bougie, le Flysch crétacé, troué par l'érosion, laisse apparaître, en anticlinal, le Paléozoïque du Bou-Hatem, dont rien ne permet de suspecter l'autochtonie.

L'ÂGE DES MOUVEMENTS

L'absence de continuité formelle entre les chevauchements bordiers des Kabylies et du Rif ne s'oppose pas à ce que les mouvements essentiels y soient d'âge différent.

On pouvait néanmoins s'étonner (FALLOT, 1937) du fait qu'au Maroc, les charriages de la Dorsale se soient produits au cours de l'Oligocène (ou immédiatement après lui), alors qu'en Algérie les auteurs étaient d'accord en général pour assigner un âge « pyrénéen », anté-oligocène, à ce paroxysme, qu'auraient pu suivre, ici ou là, des reprises partielles au cours du Nummulitique supérieur.

De nos propres études, il résulte que, au moins dans l'W de la Petite Kabylie, les formations oligocènes transgressives ne sont certainement pas sannoisiennes, probablement pas stampiennes

non plus; elles débuteraient au Chattien-Aquitainien, si l'on se base sur la répartition classique des Miogypsines. De ce fait, le paroxysme est vraisemblablement d'âge oligocène inférieur ou moyen. Il est possible qu'il en soit de même dans l'Algérois. Le parallélisme avec le Rif en deviendrait plus étroit.

2. LA « CHAÎNE CALCAIRE »

On sait que ce terme désigne la couverture méridionale, énergiquement plissée et fracturée, des massifs anciens kabyles. Les calcaires du Lias prennent une part prépondérante dans la constitution de cette zone, qui se poursuivrait sur 480 km, de Guelma jusqu'à Ténès (GLANGEAUD, 1932, p. 585).

Cette notion de « chaîne calcaire » peut s'appliquer à la partie autochtone de la Dorsale rifaine et au liseré bordant la zone kabyle entre Ténès et Chellata.

A l'E de ce point, le chaînon Gouraya-Arbalou ne fait déjà plus partie de cette unité (DUPLAN, 1952), ni par sa série stratigraphique ni par son histoire tectonique. Il en est incontestablement de même de l'autre côté du golfe de Bougie, du Dj. Taounart, qui ne diffère en rien des autres chaînons des Babors.

Bien que nous restions dans l'expectative en ce qui concerne l'âge éocénacé (DUPLAN, 1955) des marno-calcaires, plus vraisemblablement jurassiques, qui se voient dans le fond du défilé de Taza, et par suite sur la structure en pli, couché au N, de ce chaînon, affirmée par L. Duplan, l'appartenance du Taounart au domaine des Babors est absolument évidente. Le prolongement de cette unité vers l'E paraît impliquer son enfoncement sous le domaine charrié de Petite Kabylie.

Nous avons déjà souligné (1951 a) que la « chaîne calcaire » n'existait pas au front SW de la Petite Kabylie : en effet le Crétacé à faciès flysch arrive directement sur le socle. Ce n'est qu'en profondeur, sous la carapace charriée du massif kabyle, qu'apparaissent, au Moul-ed-Demamene, des éléments jurassiques débités en écailles horizontales qui, en toute rigueur, ne peuvent être rattachés à la « chaîne calcaire », car ils se sont sans aucun doute désolidarisés de leur substratum paléozoïque.

La « chaîne calcaire » ne reprend qu'au Dj. Sidi-Driss, par suite d'une surélévation graduelle vers l'E du substratum cristallophyllien du chaînon autochtone qui débute au Mcid-Aïcha. Le Sidi-Driss présente encore un type mixte, tenant à la fois du style « chaîne calcaire » et du style « Babors ». Plus à l'E, comme L. Glangeaud (1933 b, p. 29) l'a supposé d'après l'œuvre de Joleaud, et comme P. Deleau (1938 c) l'a confirmé, la « chaîne calcaire » est d'une parfaite netteté de la région de Tarkount jusque vers Gastu. Mais le chaînon SE de la chaîne numidique (Hahouner-Debar) appartient¹ à une autre entité structurale, comme l'a affirmé avec force P. Deleau (1938 c).

La notion de « chaîne calcaire » est donc valable, mais une telle unité ne semble pas exister sur les 175 km qui séparent le massif de Chellata, à l'W, et le Dj. Sidi-Driss, à l'E. Dans ces régions, les terrains crétacés, fort épais, ont recouvert directement le socle paléozoïque. Celui-ci, en chevauchant vers le S, n'a pu tronçonner cette série souple, comme il l'a fait ailleurs avec une couverture rigide.

3. LE PROBLÈME DE LA ZONE DU FLYSCH

Il a été évoqué plus haut (p. 265). Nous avons indiqué la prolongation dans le Nord-Constantinois, au moins sur une centaine de kilomètres d'W en E, de cette zone paléogéographique, déjà définie dans l'Algérois par L. Glangeaud (1932) sur près de 250 km, entre Ténès et Sidi-Aïch.

Nous avons admis, dans la chaîne numidique, que le Flysch arrive en transgression directe sur le massif ancien de Petite Kabylie, qui lui aurait fourni ses matériaux détritiques, grâce à un décapage lié à un exhaussement progressif. Lors du paroxysme tectonique tertiaire, le Flysch a fait corps avec

1. Il n'est pas question ici des unités géographiques actuelles.

le Cristallophyllien. Il ne s'en est décollé que dans le flanc inverse du pli couché bordier. Bien que, dans la région de Texenna, une partie de cette puissante série détritique (essentiellement les termes du Tithonique-Néocomien) paraisse expulsée de sous le massif kabyle et forme une nappe indépendante, partout ailleurs le Flysch, essentiellement crétacé moyen, nous a paru en contact stratigraphique plus ou moins normal avec les marnes sénoniennes du domaine sous-kabyle, plus méridional.

Il est vraisemblable que le Flysch de l'Algérois, tant par sa genèse que par son évolution tectonique, présente des aspects homologues de ceux que nous venons d'esquisser. La situation de ce Flysch au S de la « chaîne calcaire » du Djurdjura, qui fait, elle, corps avec son substratum, est évidemment bizarre.

On ne peut en tout cas admettre que ce Flysch représente la couverture crétacée de la « chaîne calcaire », décollée, poussée au S et ultérieurement chevauchée. En effet, le Flysch comporte des éléments datés du Tithonique-Néocomien, de l'Albo-Aptien et du Crétacé supérieur, tous étages qui existent dans la « chaîne calcaire », sous des faciès très différents, en général calcaireux ou marneux.

Une autre explication consisterait à voir dans le Flysch l'ancienne couverture du massif kabyle, pour une bonne part glissée par-dessus le domaine actuel de la « chaîne calcaire », avant d'être écrasée sous le front chevauchant de celle-ci. Cette hypothèse ne permettrait plus de faire venir du Cristallophyllien de Grande Kabylie les matériaux détritiques constituant son Flysch bordier.

Aussi, malgré la difficulté qui en résulte, dans le cas de la Grande Kabylie, admettrons-nous que le Flysch de bordure des massifs kabyles a conservé par rapport à ces derniers une position *relative* semblable à celle de l'époque de son dépôt. Il est cependant évident, tant pour des raisons géométriques que pour des oppositions de faciès, que les massifs anciens et, à l'occasion, leur « chaîne calcaire » ont été charriés sur la zone du Flysch, mais on ne peut dire encore quel a été ce déplacement, à tout le moins au S du Djurdjura.

4. LA NOTION DE « ZONE SOUS-KABYLE »

L. Glangeaud (1933 b, p. 15) a souligné que la Kabylie des Babors présentait des caractères particuliers, qui en font « une zone intermédiaire entre la chaîne calcaire [...] et le sillon ou géosynclinal tellien ».

Nous avons déjà indiqué (1951 a) que la partie occidentale de la chaîne numidique constituait paléogéographiquement et tectoniquement la continuation des Babors. Cette notion a été admise par P. Deleau (1952 a).

L'ensemble Babors-Ouest de la chaîne numidique présente des dislocations d'intensité comparable à celles de la « chaîne calcaire », mais d'un style différent, car le Trias y joue un rôle essentiel, tant comme lubrifiant à la base des massifs jurassiques décollés qu'en véritables diapirs jalonnant leurs dislocations et provoquant des extrusions de lames calcaires.

D'autre part, cette région possède une série stratigraphique et une évolution paléogéographique qui la rapprochent du domaine tellien.

Son originalité propre réside dans l'importance qu'y acquièrent les dislocations d'âge crétacé.

Une ligne discontinue d'accidents borde au S cette région. On la suit du S de Bougie jusqu'au S de Bône : front méridional des Babors, « plis » déversés et écaillés du SE de Tamentout et du N de Sidi-Merouane, fracture bordière de la partie moyenne de la chaîne numidique (mise en évidence par P. Deleau) et de sa partie orientale (chaînon Hahouner-Debar), avec remontée locale du socle profond au S du Kef Hahouner (DELEAU, 1938 c, fig. XXX et XXXI : « Schistes crétacés à grenats »...).

Nous proposons d'individualiser sous le nom de « zone sous-kabyle » cette région qui borde au SW, au S et au SE, le massif ancien de Petite Kabylie.

CHAPITRE XVIII

PHASES TECTONIQUES NÉOGÈNES

A l'aurore du Miocène, le visage actuel du Nord-Constantinois commence à se dessiner. Désormais les invasions marines ne vont atteindre que des aires limitées, tandis que les régions montagneuses exondées subiront le lent modelage qui leur donnera leur aspect d'aujourd'hui.

Cette évolution morphologique sera néanmoins troublée par des mouvements tectoniques importants. Si les rares données que nous possédons sur le problème du passage du Burdigalien au Miocène supérieur nous interdisent d'envisager un épisode orogénique notable vers le milieu du Miocène, il faut néanmoins souligner le changement paléogéographique capital que constitue, à cette époque, le recul définitif de la mer, résultat d'une déformation d'ensemble des régions littorales.

Une phase orogénique importante intervient après le Miocène, immédiatement avant la transgression des marnes bleues pliocènes. Les dislocations à lui rapporter sont assez faibles dans la zone kabyle. Notables mais difficiles à mettre en évidence dans la zone sous-kabyle, par suite de l'absence générale de revêtement néogène, leur importance est primordiale à la limite nord de la zone tellienne, où elles se traduisent en particulier par des chevauchements locaux (fig. 138).

Les surfaces liées aux phases d'érosion anté-néogènes ont été presque totalement détruites par les érosions qui ont suivi les mouvements récents. L'évolution morphologique néogène, basée sur l'examen des cours d'eau principaux et de leurs bassins versants, a été faite ailleurs (DURAND DELGA, 1955).

1. — MOUVEMENTS NÉOGÈNES DANS LA ZONE KABYLE

Nous ne pourrions analyser les déformations néogènes que dans le Sahel de Djidjelli et dans la région d'El Milia.

A. L'étude du SAHEL DE DJIDJELLI est à peine amorcée. Dès maintenant on peut affirmer que le Burdigalien s'adosse à des reliefs dont l'existence lui est donc antérieure. Cela ne fait aucun doute au S de Strasbourg, où une ancienne falaise taillée dans le Cristallophyllien est littéralement fossilisée.

Au N de Texenna, les marnes burdigaliennes surmontent le « Numidien » sans que nulle discordance importante ne semble les séparer. Les assises miocènes plongent régulièrement d'une dizaine de degrés vers la mer. L'altitude maximale actuelle des affleurements burdigaliens sur cette transversale est d'environ 600 m.

On doit souligner que les matériaux détritiques remaniés dans le Miocène semblent provenir de l'Oligocène et du Flysch schisto-gréseux crétacé qui affleurent au N de Texenna, ce qui laisse croire que la chaîne limitant le massif ancien (en l'espèce le Dj. es-Sendouah) était émergée.

Pour une part, le plongement du Miocène vers le N doit correspondre à la pente originelle de la surface sur laquelle la mer burdigalienne s'est avancée en transgression. L'inclinaison notable du fond marin est attestée par l'existence de gros paquets de Flysch crétacé, glissés et emballés dans les marnes burdigaliennes au N de Texenna. A. Lambert avait déjà eu l'attention attirée par ces curieuses « klippes sédimentaires », sur la route montant à Texenna.

TECTONIQUE NÉOGÈNE

Zones de diapirs triasiques, ayant
rejoué au Néogène

B Chevauchement nord-tellien, avec
lames de Trias (t) prolongé vers l'E
par une zone de flexures (درر)

Fractures

Synclinaux

Anticlinaux

DJIDJELLI

Duquesne

Strasbourg

Texenna

Beni Sial

Borj Chahna

Djenane Snir

Enfref

Dj Seddets

Chekfa

Taher

Qued Nu

Qued Indjana

Dj el Msid

Qued Tamenjara

Qued bou

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar

Qued el Menar



FIG. 138. — Situation géographique des accidents structuraux néogènes.

Ce phénomène n'est pas limité au seul méridien de cette dernière localité. Il se retrouve plus à l'W. Ainsi, au N et à l'E de Mezrich, une puissante série détritique (poudingues massifs en particulier) marque la base des marnes bleues burdigaliennes. Au S du massif de Cavallo, nous avons, en compagnie de Georges Tayeb, noté l'extraordinaire fréquence des paquets oligocènes ou crétacés emballés dans le Miocène marneux : l'O. el-Aouana, à El-Kerina, en fournit une remarquable coupe naturelle.

Dans le bassin de Djidjelli-Taher, le Pliocène paraît en général faiblement discordant sur le Burdigalien, dont on a parfois peine à le séparer. Il n'en est pas de même au SW de Djidjelli. Entre l'O. Saabia et l'O. Kissir, les assises miocènes sont redressées à la verticale, voire renversées sous le Nummulitique de Mezritane. Au Dj. Semmouda, les grès burdigaliens, calcareux et psammitiques, à pendages orientés E-W, tournant autour de la verticale, sont surmontés par le Pliocène subhorizontal, constitué de marnes sableuses très riches en microfaune et empâtant des galets gréseux.

Il est donc certain qu'une importante phase tectonique post-burdigaliennne a précédé le dépôt du Pliocène, à l'W de Djidjelli. On ne peut par contre affirmer si des plissements postérieurs, autres qu'une incontestable surélévation globale, ont vraiment déformé ce Pliocène, dont la base est affectée d'un plongement régulier vers le N.

Sur l'arête qui domine à l'E l'O. Kissir, cette pente est d'environ 9 %. Au S de Duquesne, elle aurait une valeur comparable mais un peu moindre. Le fait que ce Pliocène, marin au N (marnes à Foraminifères), passe vers le S à des faciès apparemment continentaux (couches à galets puis à blocs non roulés ni cimentés) implique que la pente de la surface de transgression était déjà notable.

Une explication analogue peut partiellement rendre compte du fait que les conglomérats et marnes de la base du Pliocène sont, au SE de Taher et près de Chekfa, légèrement inclinés vers le N et vers l'W, c'est-à-dire en direction du large.

B. LA RÉGION D'EL MILIA : Les formations marines pliocènes que l'on rencontre autour d'El-Hanser ne semblent pas avoir subi de déformations notables. Rappelons seulement que les couches à galets qui paraissent représenter la phase finale du comblement pliocène atteignent des cotes élevées, de l'ordre de 200 m. La base des marnes bleues du centre de la ria d'El-Hanser est par ailleurs située au-dessous du niveau de la mer actuelle.

De part et d'autre du Moul-ed-Demamene, des dépôts marins burdigaliens moulent, nous l'avons indiqué, une topographie antérieure. Les mouvements tectoniques ne semblent pas avoir gravement modifié l'ordonnance de ces dépôts. Il faut cependant rappeler que la surface de base du Miocène marin passe du N au S, en moins de 7 km, de l'altitude 0 à la cote 500.

Il convient de noter ensuite des perturbations liées au rejeu local d'accidents tectoniques du Moul-ed-Demamene. Nous avons déjà évoqué (p. 466) la longue lame de Trias diapir de la Dechret Cheurfa, qui recoupe à l'emporte-pièce le Burdigalien de Bou-Kelela et celui des environs de la Mat Adder. De causes locales comparables peuvent aussi résulter le redressement à la verticale des assises burdigaliennes de part et d'autre de l'O. Adder et au SW du lambeau de Bou-Kelela.

2. — MOUVEMENTS NÉOGÈNES DANS LA ZONE SOUS-KABYLE

On ne connaît de Néogène daté que dans la région de Tamentout. Les assises du lambeau miocène visible sur le flanc nord du Dj. Tamesguida sont franchement discordantes sur l'Éocène, sur l'Oligocène et apparemment sur les petits plis couchés au N, qui intéressent les « grès numidiens » de ce secteur (p. 483).

Le Miocène a été à son tour ployé en un synclinal dirigé NNW-SSE. Son extrémité nord témoigne en faveur d'un pli souple déversé vers l'E, mais l'aspect de sa partie moyenne et surtout de sa terminaison méridionale implique, là, que le « Numidien » du Tamesguida chevauche le Miocène, sur une

profondeur d'au moins 200 à 300 m, suivant une surface subhorizontale. Rappelons que ce lambeau comporte du Burdigalien-Helvétien marin, surmonté en continuité par du Miocène supérieur continental ou lacustre (couches à Hélicidés). Les ploiements et le chevauchement datent donc au moins du Miocène terminal. On peut être tenté de les attribuer à la phase antérieure à la transgression des marnes bleues pliocènes de Djidjelli.

Il ne peut être question de faire flotter l'Oligocène du chaînon du Tamesguida sur une unité sous-jacente comportant du Miocène. Le chevauchement que nous venons de citer est local. En particulier, le Néogène du bassin de Chevreul, 12 km plus au SW, présente, près de Sidi-Mimouna, sous des marnes à innombrables *Gryphaea gryphoides* (= « *O. crassissima* »), attribuables à l'Helvétien (?), de puissants conglomérats de base, ravinant le « Numidien » sous-jacent (EHRMANN, 1946). Toutefois, le Néogène de Chevreul est, plus à l'W et au SW, intensément disloqué, dans l'alignement théorique du front structural nord-tellien.

Ailleurs dans la partie de la zone sous-kabyle étudiée dans cet ouvrage, il est difficile de préciser avec certitude les effets de la tectonique néogène. On peut néanmoins supposer que le mouvement ascensionnel des massifs jurassiques et des lames triasiques qui leur sont liées, a dû se poursuivre et s'exagérer au cours du Néogène, comme il en est de manière évidente dans l'E des Babors.

On sait en effet que les grandes fractures (EHRMANN, 1925 b) limitant au S le chaînon Tloundene-Tazeguezaout ont joué après le Miocène avec de très forts rejets. Pincées dans cette zone faillée, des assises continentales, attribuables au Miocène supérieur par comparaison avec le lambeau du Tamesguida, témoignent de la très grande jeunesse de ces dislocations de première importance (obs. inédites de A. Lambert). Par continuité, on peut donc assurer que le Trias diapir visible au S de Texenna et la fracture verticale au N du Dj. el-Kelaa (évidemment postérieure à la mise en place de la nappe de Guerrouch) relèvent, au moins partiellement, d'une phase probablement post-tortonienne.

Au S du massif de Cavallo, l'absence quasi totale de débris jurassiques parmi les blocs remaniés dans le Burdigalien oblige à penser que le Dj. Taounnart s'est individualisé, comme relief, postérieurement au dépôt de ce dernier. Il en est évidemment de même de la cicatrice, grossièrement E-W, jalonnée par du Trias diapir¹ qui prolonge vers l'E le chaînon du Taounnart : cette fracture, souvent à net plongement vers le S, amène le Flysch crétacé de la région de Guerrouch en recouvrement sur l'Oligocène plus septentrional. Nous l'avons suivie jusqu'au S de Fedj-Arzer, largement à l'intérieur de la feuille « Djidjelli », c'est-à-dire à 7 km à l'ENE de la terminaison orientale du Taounnart. L. Duplan (1955) vient à son tour de signaler ce Trias.

Nous y verrions volontiers la suite de l'étroite lame triasique qui, au pied nord du Taounnart, en particulier au S de Bou-Yalou, injecte verticalement tantôt le Crétacé, tantôt le Tertiaire.

L'âge post-burdigalien du dernier jeu tectonique des Babors ressort des cartes de F. Ehrmann (1925 et 1946): L. Duplan (1955) confirme ce point de vue. Il s'agit d'ailleurs, dans ce domaine comme dans l'W de la chaîne numidique, d'une reprise de l'activité orogénique qui a débuté à la fin du Jurassique. Elle se manifeste par le rejeu de très grandes cassures, par des giclées de Trias, par la formation de monoclinaux et de lames calcaires extrusives.

Le prolongement de ces accidents dans le substratum paléozoïque, envisagé par L. Duplan (1955), n'est nulle part contrôlable : cette hypothèse ne tient pas compte de l'écran que peut former le matelas plastique du Trias. Cependant, dans l'W de la chaîne numidique, le pli du Moid-Aïcha doit correspondre à une ride profonde, car il s'aligne exactement dans le prolongement de la « chaîne calcaire » (Dj. Sidi-Dris...) où le Primaire est impliqué.

1. Il a été déjà reconnu : dans le grand ravin qui descend vers le SW depuis le col d'El-Aouana ($x = 761,4$; $y = 382,9$ et $x = 761,5$; $y = 383,1$); dans le talus sud du croisement du col et à 100 m au SW; à Bou-Halilet ($x = 762,3$; $y = 384,7$); en une énorme pustule dans tout le vallon d'Ez-Zitouna entre l'Aïn el-Ma-el-Abiod et le confluent du Chabet Boudafal avec l'O. Bourchaïd, où nous l'avons signalé en 1953 (DURAND DELGA, GLANGEAUD...); sur la route de Fedj-Arzer à El-Aouana, autour du Chabet Boudafal; sur la crête d'El-Kouifa.

Le Miocène supérieur (Helvétien marin, Tortonien continental ou lacustre) est intéressé par certains accidents majeurs de la zone sous-kabyle. Ceux-ci auraient donc joué au moins jusqu'à l'aurore du Pliocène.

3. — MOUVEMENTS NÉOGÈNES DANS LA ZONE TELLIEUNE

La bordure septentrionale de cette zone a été l'objet d'une tectonique violente, dont les effets s'atténuent quand on va en direction du S.

Rappelons d'abord l'existence d'un *large anticlinal orienté ENE-WSW*, qui divise la partie occidentale du bassin de Constantine en deux branches inégales, dont seule la plus petite — et en même temps la plus septentrionale — a fait l'objet de notre étude. Cet axe anticlinal, déjà indiqué par Joleaud (1912, p. 368-369), débute au N de Fedj-M'Zala, passe auprès de Rouached, au N de Zeraïa et disparaît vers Bou-Fouah. Le brachyanticlinal du Koudiat Tadrar, qui fait réapparaître l'Éocène et le « Numidien » à l'E immédiat de Sidi-Merouane, s'aligne dans son prolongement.

Notre examen portera d'abord sur la région située au N de Rouached, ensuite, à l'E du pont de Kribsa, sur celle de Sidi-Merouane.

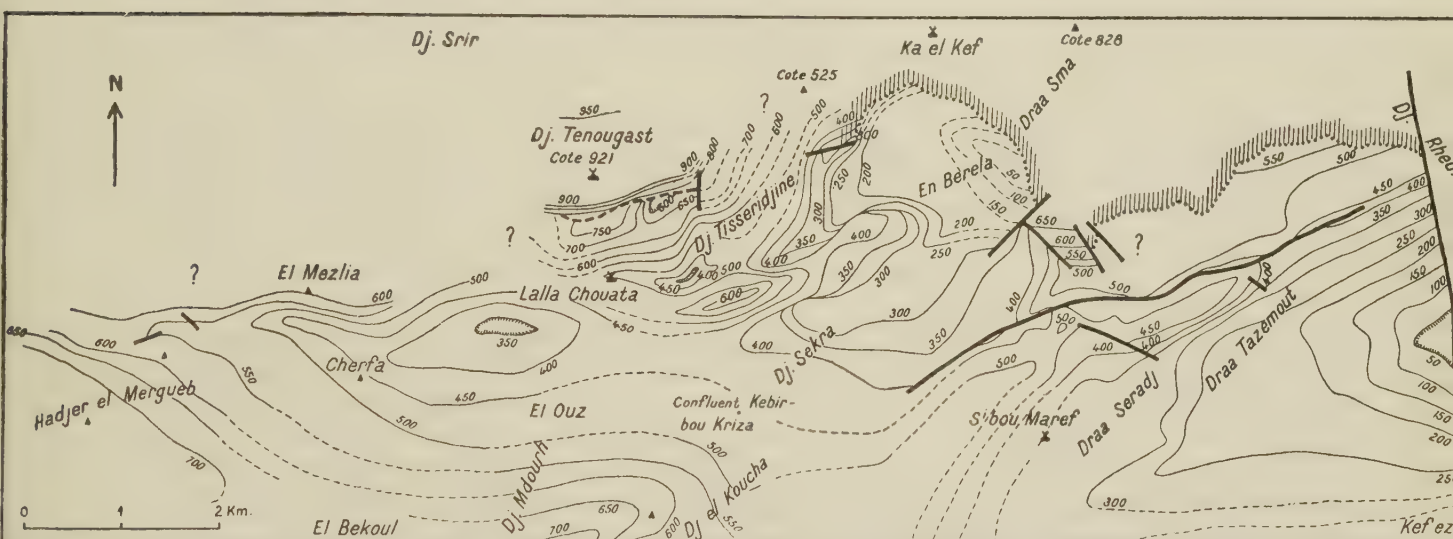


FIG. 139. — Carte en courbes de niveaux de la base du Néogène au SE de Tamentout.

A. La région au Nord de Rouached

A l'W de l'O. bou-Kriza, qui sépare les chaînons « numidiens » du Tamesguida et du Zouara, on ne trouve que des affleurements discontinus de formations continentales néogènes, non encore datées, reposant en discordance majeure sur les terrains éocènes, intensément plissés. Du fait de la nature des dépôts, constitués pour une part notable d'éboulis recimentés, il faut envisager que la surface sur laquelle le Néogène s'est déposé était très irrégulière. Aussi, la carte schématique, en courbes de niveaux, de la base du Néogène (fig. 139) doit-elle être envisagée en fonction de ce fait.

Une coupe transversale N-S montre combien cette surface de transgression peut varier rapidement d'altitude, par suite de l'intervention évidente de la tectonique récente. On peut de la sorte distinguer quatre paliers principaux :

a) Au N, à l'altitude 900, la dalle « suessonnienne » du Dj. Tenougast est recouverte d'un placage néogène subhorizontal.

b) A 500 m à peine au S, des formations identiques se situent à la cote 650-700 m. Elles plongent légèrement vers le N et butent contre l'Éocène marneux ou calcaire, selon les points. Il faut admettre l'existence à cet emplacement d'un important accident W 10°S-E 10°N (faille ou flexure, suivant le matériel mis en regard) dont le rejet avoisinerait 200 m.

c) Plus au S, les dépôts néogènes drapent la pente des calcaires « suessoniens », pour se coincer plus bas dans une gouttière synclinale E-W, dont le fond doit être à l'altitude 500. Ce synclinal est très écrasé, par exemple à Lalla-Chouata.

d) Au S du relief calcaire du Dj. es-Sibous, qui a joué plus tard le rôle d'anticlinal, les dépôts molassiques néogènes recouvrent, vers l'altitude de 400 m, le niveau d'érosion post-oligocène (ph. 3 de la pl. 8). Leur bord septentrional est ployé en synclinal très aigu, voire déversé au S (SE du Dj. es-Sibous). Le reste de l'affleurement est resté rigoureusement horizontal.

Vers l'W, sur la rive méridionale de l'O. el-Kebir, on peut suivre cette surface d'érosion anté-néogène, fossilisée de loin en loin par des brèches calcaires. Son altitude croît progressivement vers l'W : 350 m au Dj. Sekra, 400 m au S du Dj. Tenougast, 600 m au N d'Hadjar-el-Mergueb, 700 m au Djebanet Tahar. Au total, la pente s'accroît donc de 350 m pour une distance en plan d'une quinzaine de kilomètres.

Il n'est pas sans intérêt de noter qu'au N et au S du Dj. es-Sibous, les axes synclinaux post-néogènes se moulent sur des axes synclinaux anté-oligocènes où affleuraient, au moment de la « transgression » miocène, les marnes noires tendres de l'Éocène moyen-supérieur (sur les planches hors-texte, ces marnes ont été attribuées, à tort, à l'Éocène inférieur).

A l'E de l'O. bou-Kriza, les formations néogènes occupent une surface notable dans le bassin du douar Arrès.

L'accident essentiel qui les affecte consiste dans le renversement des assises, au bord septentrional du bassin. Les diverses coupes de la fig. 141, dont la trace est reportée sur le schéma géologique de ce secteur (fig. 140), permettent d'en suivre les modalités. On constatera sans surprise que l'emplacement de ce chevauchement se moule très exactement sur le prolongement oriental du « synclinal » déversé du Dj. Srir. Il s'agit donc du rejeu post-miocène d'un accident anté-oligocène. Son importance est mise en lumière par l'existence, au SW de la Mat bou-Achba, d'une mince lame triasique (argilites et cargneules jaunes) interposée entre le Néogène molassique, au-dessous, et, au-dessus, les marnes grises du Sénonien (?) plongeant lui-même sous l'Éocène (fig. 141, coupe V).

Ce petit bassin du douar Arrès est limité à l'E par une grande cassure, apparemment verticale, dirigée à peu près N-S, la faille de l'O. Krerbène. Au SE de la Mat bou-Touil, une traînée de gypses triasiques, bien reconnaissables, jalonne localement cette fracture, qui sépare les gypses lités néogènes, à l'W, du Flysch à microbrèches sénonien, à l'E.

Dans cette région, la lèvre ouest paraît abaissée. Vers le N, dans le « Numidien » où cette faille se prolonge, tout se passe comme si c'était la lèvre orientale qui était affaissée. L'explication de ce phénomène nous paraît être que la fracture de l'O. Krerbène est essentiellement un décrochement horizontal, le compartiment oriental ayant été repoussé au S d'environ 1 km par rapport à l'occidental.

Cet accident doit être lié au chevauchement qui limite au N le bassin néogène. En effet, une faille verticale de cette importance devrait se répercuter dans l'Éocène, sur la rive sud de l'O. el-Kebir, où l'on n'en trouve en fait nulle trace.

Dans l'intérieur du bassin néogène du douar Arrès, deux accidents doivent retenir notre attention.

D'abord, à l'E de la Mat el-Betom, les marnes éocènes semblent former l'axe d'un petit anticlinal couché vers le N, dont l'enveloppe est constituée par le Néogène. Cet aspect résulte vraisemblablement de l'intersection oblique d'un anticlinal couché en réalité vers l'W (fig. 144, coupe III).

D'autre part, une importante faille anté-néogène ENE-WSW, à regard nord, sépare, au NW du Draa-Tazemout, les calcaires « suessoniens » au N, d'avec les marnes éocènes plus méridionales.

Cette fracture a joué tardivement. De la sorte, au S de l'accident, les formations néogènes, qui reposent sur les marnes de l'Éocène, sont abaissées de plusieurs dizaines de mètres par rapport à celles qui surmontent les calcaires « suessoniens » du compartiment nord.

B. La région à l'Ouest de Sidi-Merouane

Les sédiments néogènes reposent en discordance majeure sur des assises variées, mais surtout sur l'Éocène. Pris dans leur ensemble, ils plongent de 5° à 10° vers le N. Sur la rive gauche de l'O. el-Kebir, ils paraissent de la sorte s'enfoncer sous les « grès numidiens » de la zone sous-kabyle, dont les sépare un contact anormal presque horizontal, injecté de Trias (fig. 142).

De la portion située au S du fleuve, nous ne dirons rien, sinon que de très légers bombements font apparaître le substratum au N du Draa-el-Mekamène (calcaires « suessoniens ») et dans le lit du Rummel, à l'E de Sidi-Merouane (marnes et calcaires éocènes, « grès numidiens »).

L'important CHEVAUCHEMENT DE SIDI-MEROUANE retiendra davantage notre attention. Notre description ira de l'W vers l'E.

1. Ce chevauchement relaye l'accident qui affecte, sur son bord septentrional, le bassin néogène du douar Arrès. Nous venons de dire que ce dernier était interrompu à l'E par le décrochement de l'O. Kərbène, que l'on suit au S jusqu'à la Mat Aine-el-Msad. Ne pouvant se prolonger sur la rive méridionale de l'O. el-Kebir, où rien n'indique son passage, cet accident doit prendre une direction W-E, disparaissant ainsi sous les alluvions du fleuve.

Au S de ce dernier, règnent en effet exclusivement les marnes noires de l'Éocène inférieur, alors que, sur la rive nord, on rencontre seulement les marnes grises à microbrèches du Sénonien. Un accident doit suivre le cours du fleuve : le Crétacé chevaucherait vers le S l'Éocène, de puissants amas triasiques pouvant les séparer (pl. 6, coupe 17).

2. Cette fracture apparaît plus à l'E, au N du Kef Sidi-bou-Kerdène, et sépare, au N, les « grès numidiens », couverture du Sénonien, d'avec, au S, les molasses néogènes qui revêtent les marnes noires de l'Éocène. Mais cette cassure n'est pas le fait le plus important.

Le Néogène qui, aux abords méridionaux de l'accident, surmonte l'Éocène, se renverse progressivement sous lui quand on va vers le S, jusqu'à se ployer en un synclinal couché, dont l'axe est occupé par des gypses stratifiés (sommet de la série néogène, en ce secteur). Des intrusions triasiques subverticales, liées à la fracture plus septentrionale, lardent toutes ces formations (pl. 6, coupe 19).

Ce renversement du bord septentrional du synclinal néogène apparaît avec une parfaite netteté le long de l'O. el-Mahadjar. Sur sa rive droite, les marnes sénono-éocènes sont ainsi déversées sur le Miocène, au milieu duquel pointe une curieuse extrusion de calcaires liasiques (Kef Azrou), probablement liée à une lame de Trias (fig. 128, coupe V).

Sur la rive gauche de l'O. el-Mahadjar, la série néogène, renversée presque à l'horizontale, est surmontée par les « grès numidiens » extrêmement bousculés, qui se sont probablement désolidarisés de leur substratum marneux.

CARTE SCHÉMATIQUE DU BASSIN MIOCÈNE DU DOUAR ARRÈS

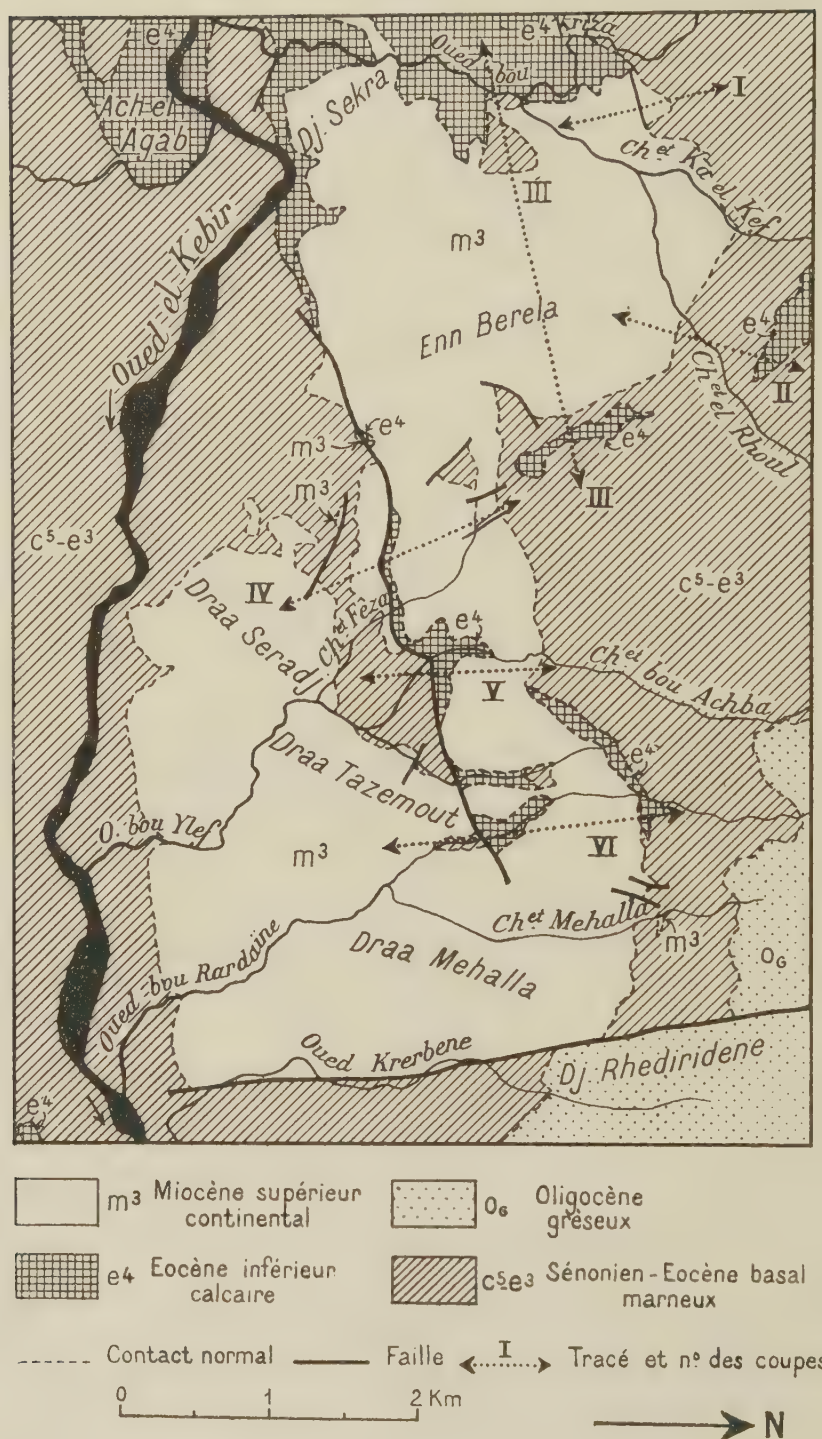


FIG. 140. — Carte schématique du Néogène du douar Arrès.

N.B.: De documents micropaléontologiques nouveaux, il résulte que des marnes du Lutétien-Bartonien existent dans ce secteur ; elles ont été confondues avec celles de l'Eocène inf. Voir coupes de la fig. 141.

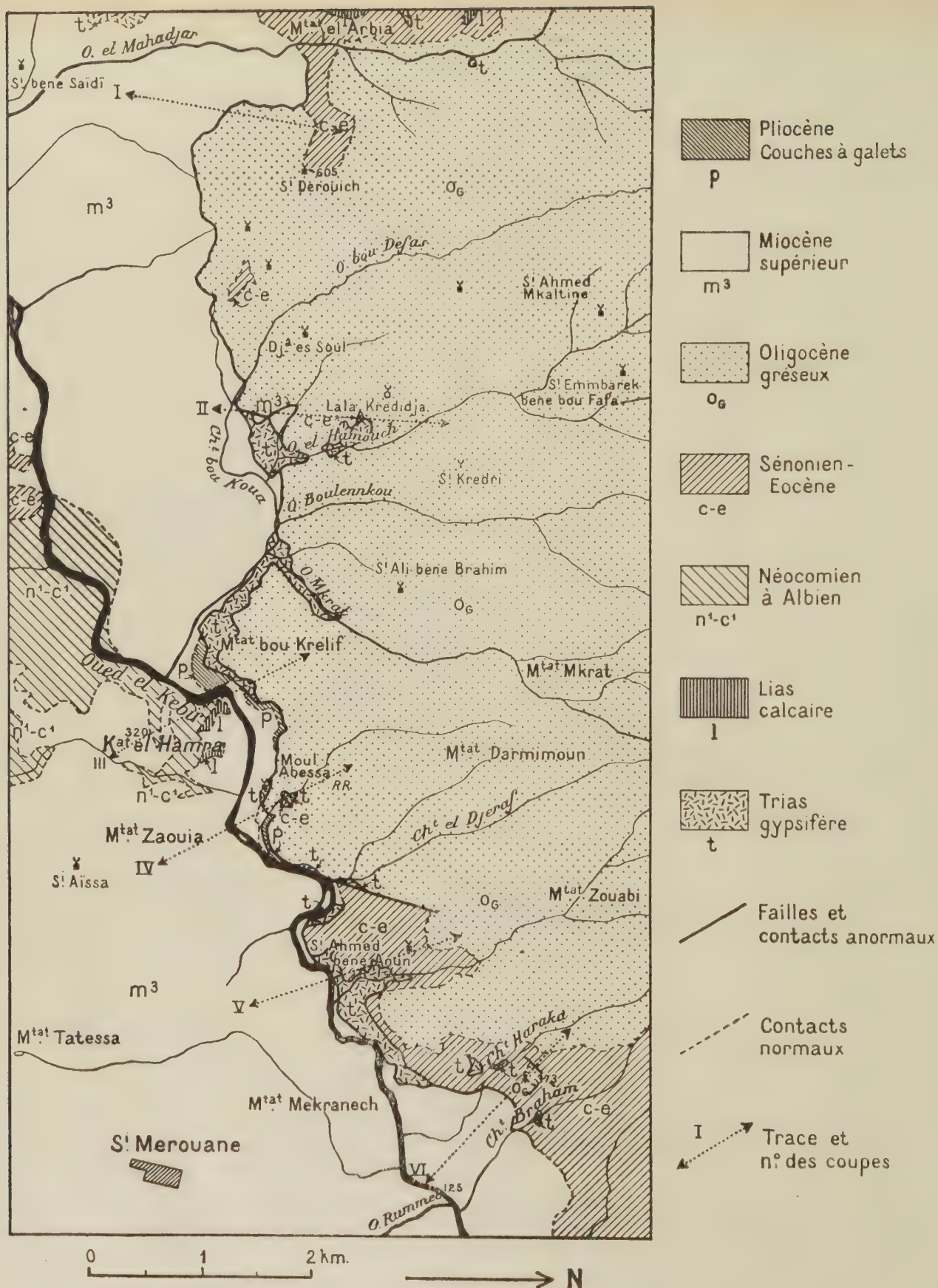


FIG. 142. — Carte schématique du Néogène de Sidi-Merouane.

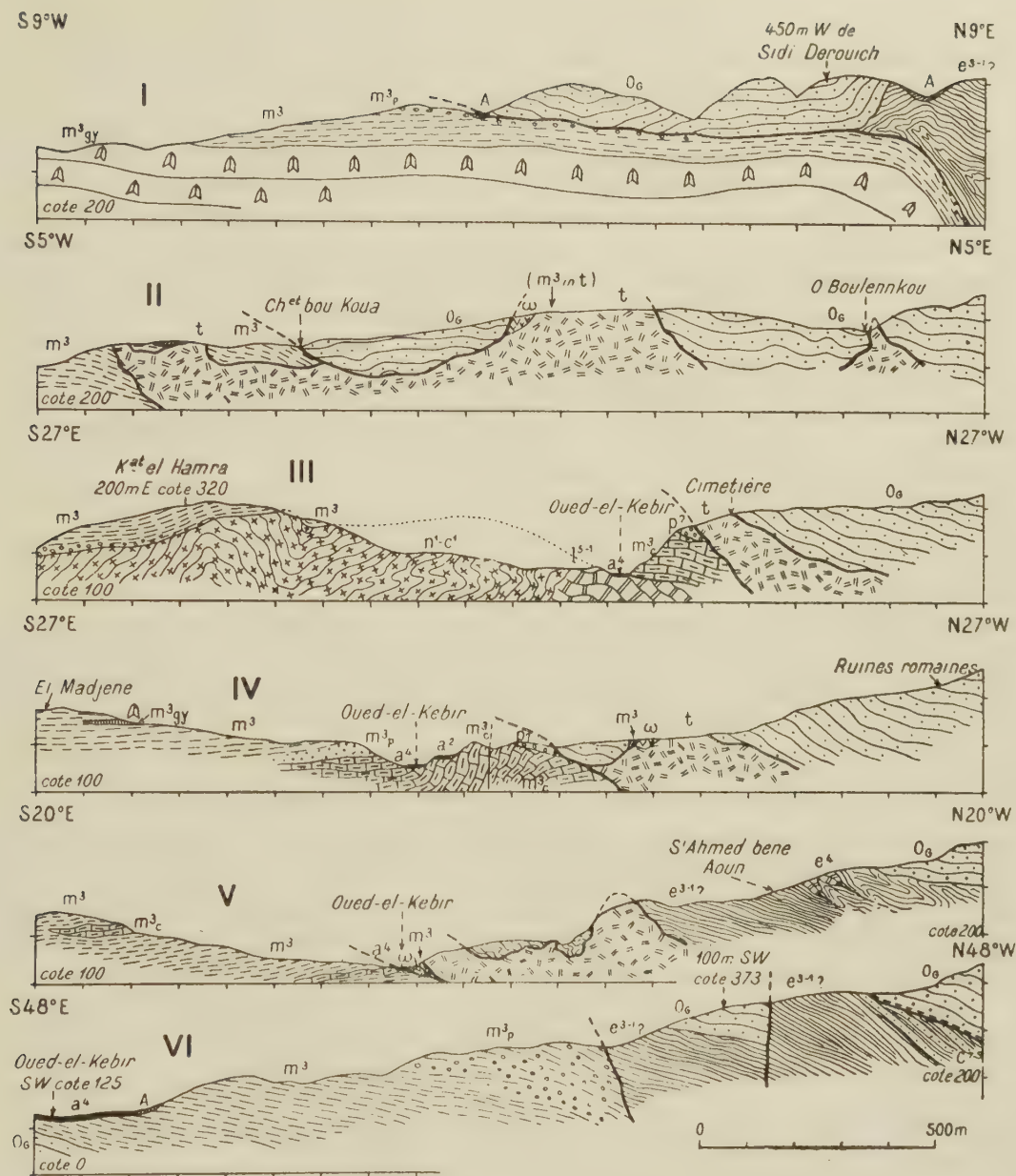


FIG. 143. — Coupes séries du Néogène de Sidi-Merouane.

Notations de la fig. 142, plus : ω , « ophites » du Trias; c^2-3 , Sénonien à microbrèches; e^{3-1} , Éocène (inf.?) marneux; e^4 , « Suessonien » calcaire; m^3 , Miocène sup., conglomératique (m^3p), gypsifère (m^3gy) ou calcaire (m^3c); a^2 , a^4 , alluvions; A, éboulis.

3. A l'E du méridien de Kebeur-Djali, les assises du bord septentrional du bassin néogène ne paraissent plus être renversées. Le chevauchement du « Numidien » se fait le long d'une surface de contact anormal, injectée de Trias (fig. 143, coupes II à VI).

Le substratum crétacé ou éocène des « grès numidiens » chevauchants apparaît en quelques

points, très froissé. L'Oligocène lui-même est fort disloqué. Des lames triasiques, de la sorte, arrivent à le percer et amènent en surface de minuscules paquets arrachés aux couches traversées : marnes sénoniennes ou éocènes, et aussi fragments empruntés au Néogène chevauché.

Nous en citerons trois exemples : au SE de Lala-Kredidja, un gros bloc de grès molassique; au N de Moul-Abessa, un paquet de calcaires miocènes; près du bas O. Mimoun, une brèche de calcaires analogues. Ces trois affleurements sont situés respectivement à 500 m, à 200 m et à 300 m au N du bord extrême du bassin néogène, selon la transversale considérée. Ils confirment l'intensité du chevauchement.

Au voisinage immédiat du front de ce dernier, particulièrement au SE de Moul-Abessa, le Miocène est très bousculé. A l'W de ce point, la rive droite de l'O. el-Kebir est riche en griffons d'eau salée. D'autre part, au NW du Koudiat el-Hamra, jaillit une forte source d'eau thermale sulfureuse.

4. Le chevauchement de Sidi-Merouane s'atténue dès qu'on a dépassé vers l'E le confluent du Kebir avec le Rummel. Entre les Mat Haraka et Lakfal, les pendages du Miocène indiquent qu'il s'enfonce sous les marnes éocènes plus septentrionales, mais le contact est très redressé et les injections triasiques s'amenuisent jusqu'à disparaître.

Il existe cependant, plus au NE, dans les marnes éocènes, à une certaine distance du bord du bassin néogène, deux diapirs de gypses triasiques qui paraissent liés au prolongement de cette dislocation. L'un se situe sur la rive gauche du Kebir, au SW de l'O. ed-Dib, l'autre, déjà connu de Joleaud (1910 b), sur la rive nord de ce dernier ruisseau.

Sur la feuille « Sidi-Dris », le chevauchement de Sidi-Merouane disparaît rapidement. Les derniers indices s'en observent le long de la route nationale Constantine-El Milia : les conglomérats rubéfiés, base du Néogène, sont intensément froissés et redressés au contact de l'Éocène. Mais, à peu de distance à l'E, dans la région de Gravelotte, le Néogène s'appuie incontestablement sur les « grès numidiens ». Il est vrai malgré tout qu'à partir de la Mat Hadjar-Kallam, la bordure du bassin est redressée, sinon renversée. Le contact anormal figuré par Joleaud (1910 b) ne paraît cependant pas exister.

5. *L'âge du chevauchement* : le charriage des « grès numidiens » vers le S est évidemment postérieur au Miocène supérieur, constamment chevauché.

Nous avons dit (p. 397) que les calcaires tortoniens étaient profondément ravinés, au NW de Sidi-Merouane, par des couches à galets, dessinant sur la rive gauche de l'O. el-Kebir une véritable terrasse, dont l'altitude varie entre 0 et 70 m au-dessus du lit actuel. Ces couches, d'âge au moins pliocène, paraissent s'enfoncer sous les « grès numidiens » ou sous le Trias injecté à leur base. Ainsi le mouvement, qui a certainement débuté après le dépôt du Tortonien, aurait pu se poursuivre ou reprendre tard dans le Pliocène, voire au Quaternaire.

6. *Les modalités du chevauchement* : il ne s'agit pas d'un simple glissement superficiel. L'intervention du Trias le prouve, mais plus encore l'observation suivante.

Au S de l'accident, le Néogène repose presque constamment sur l'Éocène, ou, plus rarement, sur le Crétacé ou sur le Lias. A l'inverse, au N, les « grès numidiens » possèdent une puissance considérable, aucune trace de Néogène n'apparaissant de plus au-dessus d'eux.

Cela signifie d'abord que les reliefs oligocènes du chaînon du Zouara existaient dès le début du Néogène, et aussi que leur bordure méridionale avait été déblayée de toute l'épaisseur de « Numidien » qui avait pu s'y sédimenter, ce qui a permis au Miocène de recouvrir directement l'Éocène ou le Crétacé.

Le rivage septentrional de la mer puis du lac miocène s'est donc localisé sur l'emplacement présumé des accidents séparant les zones sous-kabyle et tellienne.

On peut admettre qu'à la faveur de ces dislocations, le Trias a percé l'épais matelas de marnes crétacées et éocènes qui le surmontait. Arrivé sous la dalle gréseuse oligocène, qu'il n'a pu percer, sauf aux endroits où elle était disloquée, le Trias a dû s'insinuer sous elle, à la manière d'un fluide.

Le jeu des forces tangentielles peut être rendu responsable du déclenchement du chevauchement post-miocène de la zone tellienne par la zone sous-kabyle, en particulier du ploiement en synclinal couché du Néogène des environs de l'O. el-Mahadjar.

Une fois déclenché, le phénomène a pu se continuer sous l'action de la seule gravité, favorisé par la semelle de Trias. Le « Numidien » du versant méridional du chaînon du Zouara (ph. 2 de la pl. 8) donne en effet l'impression de s'être disloqué et d'avoir partiellement glissé vers la dépression miocène plus méridionale. Le diapirisme du Trias ne paraît pas avoir cessé pendant et après la progression.

Ce chevauchement de Sidi-Merouane est d'ailleurs modeste. La longueur de son front n'atteint pas 15 km. Son déplacement ne doit pas dépasser de beaucoup 1 km, profondeur du rentrant de l'O. el-Mahadjar.

4. — ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

L'étude proprement morphologique de l'W de la chaîne numidique n'a pas provoqué de recherches particulières de notre part. Nous avons cependant essayé (1955) de séparer les divers stades de l'évolution morphologique dans les bassins versants des principaux draineurs : O. Djendjene, O. Nil, O. el-Kebir d'El Milia...

Il semble en résulter que la plupart de ces cours d'eau ont été déterminés, au point de vue emplacement, dès le début du Néogène. Des rejeux récents d'accidents tectoniques (fractures au S du Dj. Tloundene, chevauchement de Sidi-Merouane...) ont introduit de notables perturbations, qui se répercutent avec netteté dans les profils en long des rivières. Par contre, le contact anormal bordant le massif ancien ne semble pas avoir rejoué.

QUATRIÈME PARTIE
CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CHAPITRE XIX

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE L'OUEST DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE ET DES RÉGIONS VOISINES

Voici le moment de conclure. Nous allons brosser rapidement les traits principaux de l'histoire géologique du Nord-Constantinois, en la considérant dans le cadre plus vaste de la Méditerranée occidentale. Ce faisant, des interprétations seront suggérées qui, s'écartant du domaine de l'observation directe, n'auraient pas eu leur place dans le cours de cet ouvrage.

Rappelons que les zones paléogéographiques et structurales essentielles d'Algérie sont allongées parallèlement à la côte méditerranéenne. Dans la province de Constantine, on rencontre ainsi du N au S :

— *la zone kabyle*, représentée par le massif paléozoïque métamorphique de Petite Kabylie, charrié vers le S (front kabyle) sur le domaine suivant ;

— *la zone sous-kabyle*, où affleurent surtout des sédiments mésozoïques violemment disloqués, tant dans les Babors que dans leur prolongement oriental, la chaîne numidique ;

— *la zone tellienne*, séparée de la précédente par un alignement d'accidents plus ou moins continus (front nord-tellien). Elle comprend essentiellement les monts du Ferdjioua et le bassin néogène de Constantine. Ces régions s'adossent vers le S à la zone des Hautes Plaines, située largement en dehors de notre champ d'études.

On ne sait rien de l'histoire antécambrienne des massifs anciens littoraux. Au PRIMAIRE ANCIEN s'est déposée une épaisse série schisteuse, accessoirement gréseuse, qui a subi l'action d'un métamorphisme général puissant mais de type banal dans la Méditerranée occidentale. On trouve ainsi, à la base, un complexe de gneiss à oligoclase et à deux micas, fréquemment surmontés d'un toit de gneiss œillés à feldspath potassique ; au sommet, une épaisse succession de micaschistes ou plus exactement, en général, de schistes satinés épimétamorphiques. En Grande Kabylie, une suite analogue est datée du Caradoc à sa partie élevée. L'existence, aux Beni-Afeur, d'un Gothlandien non métamorphique, remaniant le Cristallophyllien sur lequel il repose en discordance, nous a permis d'envisager un *âge taconique*, tant pour le métamorphisme régional que pour l'épisode tectonique qui a suivi. Ces conclusions nous ont paru applicables, en l'état actuel des connaissances, à l'ensemble des massifs anciens bético-rifo-kabyles.

Nous ne reviendrons pas sur les interprétations pétrographiques auxquelles amène la description détaillée des faciès cristallophylliens, dont l'élaboration s'est réalisée à une profondeur relativement faible, très faible même pour les termes épimétamorphiques, et sans qu'interviennent apparemment des facteurs structuraux.

Oblitérés par le métamorphisme, les traits stratigraphiques du Primaire ancien (Cambro-Ordovicien) sont difficiles à reconstituer. Le principal fil conducteur réside dans une puissante intercalation de cipolins au sein des gneiss : ces roches carbonatées peuvent représenter les classiques calcaires géorgiens à Archaeocyathidés. L'existence dans les micaschistes d'anciennes *roches éruptives*, en filons

ou en sills, certaines acides (porphyroïdes, leptynites...), d'autres basiques (diabases...), voire ultrabasiques (serpentes), met en lumière l'intense activité volcanique qui, à l'Ordovicien (?), a précédé la mise en place du métamorphisme général. On ne saurait d'ailleurs exclure qu'une partie des filons recoupant les micaschistes corresponde à un épisode tardif, post-métamorphique. Quoi qu'il en soit, l'abondance de telles roches éruptives est un fait qui paraît spécifique de notre région.

LE GOTHLANDIEN *inaugure un nouvel état de choses*. Il n'est malheureusement conservé, pour le secteur étudié, que dans le minuscule affleurement des Beni-Afeur. Son assise de base, essentiellement schisteuse et gréseuse, n'a fourni que des Tentaculites. Suivent des grès violacés, très riches en micas détritiques. Datés par une faune de *Monograptus* et de *Rastrites*, ils doivent être attribués au Llandovery et vraisemblablement aussi à la partie moyenne du Gothlandien. L'assise terminale est constituée par des calcaires à Orthocères du Gothlandien supérieur. On notera l'extrême condensation (50 à 100 m) de cette succession dont les caractères lithologiques se retrouvent dans le Primaire, mal daté, d'autres points de Méditerranée occidentale.

L'absence de Primaire plus récent (Dévonien à Permien) empêche de retracer les événements de l'époque hercynienne. Des observations fragmentaires ont toutefois pu être faites sur les lambeaux de ces terrains conservés en Grande Kabylie. Dans cette même région, la séparation des effets des *orogénèses paléozoïques* est aussi plus aisée qu'en Petite Kabylie. Dans le Nord-Constantinois, on ne peut guère percevoir la trace de mouvements primaires, calédoniens ou hercyniens, que dans les systèmes filoniens, plus ou moins liés au métamorphisme et d'orientation principale N-S, dans certaines cassures en majorité dirigées E-W et dans quelques plis NNE-SSW. Nous n'avons pu déceler, sur les 100 km d'E en W au long desquels nous avons travaillé, aucune trace évidente d'éventuelles « transversales » ou de cassures satellites, marquant le rejeu de fractures profondes du socle, primaires ou précambriennes. D'autre part, la tectonique hercynienne n'a eu qu'une action fort limitée. Elle s'est surtout traduite par la surélévation des massifs kabyles, suivie d'une érosion intense, juste avant la transgression secondaire.

Il semble qu'une aire émergée marque, au N de la Petite Kabylie, la survivance tardive des reliefs hercyniens. Cette zone, dénuée de sédimentation pendant toute la durée du Trias et la presque totalité du Jurassique, ne disparaîtra qu'à la fin du Crétacé. Il est douteux qu'il s'agisse d'une avancée d'un « continent méditerranéen » dont la Sardaigne aurait constitué le centre. Plus volontiers, nous évoquerions une suite d'aires émergées préfigurant, dès l'aurore du Mésozoïque, l'actuel « bourrelet liminaire africain ».

LE TRIAS, dans le domaine de la « chaîne calcaire » (Djurdjura, E de la chaîne numidique) revêt essentiellement le faciès de grès et poudingues rouge-violacé : ce matériel provient évidemment de la démolition des reliefs hercyniens. Occasionnellement, au Trias moyen, s'intercalent vers le milieu de cette série des calcaires à Lamellibranches. Dans le domaine tellien, auquel ressortit le Trias de notre région d'études, la succession stratigraphique est différente. Un complexe marno-gypsifère, extrêmement puissant mais constamment extravasé, était attribué jusqu'à présent au Keuper. Nous avons expliqué les raisons qui nous poussent à y voir, au moins en partie, du Trias inférieur. Les calcaires vermiculés du Muschelkalk feraient suite à cette série salifère ou s'intercaleraient vers son sommet. Enfin, les schistes et grès rouges de l'W de la chaîne numidique, dans lesquels on voyait du Permo-Trias ou du Buntsandstein, nous ont semblé se situer directement sous le Lias : la découverte

de faunules laguno-marines du Keuper vient à l'appui de cette assertion. Ce changement total dans l'ordre stratigraphique admis des sédiments triasiques doit avoir sa répercussion ailleurs. Il pourra permettre de résoudre quelques problèmes posés en d'autres régions d'Algérie et de Tunisie septentrionale.

LE LIAS ferait suite en continuité aux grès et schistes du Keuper. Sa succession lithologique dans le Nord-Constantinois est identique à celle du Lias de bien d'autres régions de Méditerranée occidentale. Des calcaires dolomitiques en plaquettes, très probablement rhétiens, doivent passer latéralement à des dolomies massives, qui sont surtout attribuables à l'Hettangien. Des calcaires massifs en épaisses dalles, à structure oolitique ou zoogènes, représentent le Sinémurien, le Lotharingien et le Pliensbachien : ces deux derniers étages ont pu être correctement datés. Dans l'E de la chaîne numidique, au Dj. Rhedir, rappelons que le Sinémurien, par des Brachiopodes (Rhynchonellines), et le Lotharingien, par des *Arnioceras*, ont été caractérisés sous des faciès assez inattendus : calcaires en dalles avec silex, fausses-brèches... Le Domérien marque un changement notable par rapport aux calcaires francs de la moitié inférieure du Lias. La sédimentation devient nettement plus argileuse, en rapport vraisemblablement avec un approfondissement du fond marin, peut-être aussi avec un refroidissement de l'hydroclimat. On trouve ainsi, au Domérien, des calcaires finement lités, les uns marneux, d'autres à rognons de silex. La relative richesse de ces assises en Céphalopodes a permis de retrouver les horizons classiques définis ailleurs, en particulier au Maroc. Les influences biologiques viennent à ce moment, nettement, de la mer « alpine » plus septentrionale. Des apports de faunes dites « épiconcontinuales » (Amalthéidés) apparaissent toutefois.

Le Toarcien voit la continuation du régime précédent. La sédimentation est encore plus marneuse, avec des apports clastiques notables, qui poussent à évoquer les mouvements locaux mis en évidence par A. Lambert vers le sommet du Domérien des Babors orientaux (Dj. Brek). La faune du Lias supérieur comporte surtout des Céphalopodes. L'apparition de Radiolaires et d'Algues filamenteuses (?) annonce déjà le Jurassique moyen ou supérieur.

L'AALÉNIEN ET LE DOGGER n'ont pu être datés avec certitude dans notre secteur. On peut toutefois leur rapporter des calcaires marneux et des marnes assez détritiques poursuivant, en continuité absolue, le régime inauguré au Toarcien. Au Moul-ed-Demamene, des lentilles de calcaires oolitiques s'y intercalent, révélant des conditions de profondeur relativement faible. Tout à fait progressivement, une sédimentation plus franchement carbonatée s'instaure. Une partie du Dogger et la moitié inférieure du MALM ont vu se déposer des calcaires clairs, à cordons de silex, riches en Radiolaires. Au Moul-ed-Demamene, un niveau de radiolarites (Argovien?) termine la série. Au Sidi-Marouf, au-dessus des calcaires à silex, vient une puissante barre de calcaires oolitiques, dits kiméridgiens, immédiatement surmontés par les formations portlandiennes.

En bien des régions, on a été gêné pour délimiter Jurassique et Crétacé. Il en est de même dans le Nord-Constantinois. Dès le TITHONIQUE, deux domaines sédimentaires commencent à se différencier. Au N, une sorte de Flysch très gréseux est visible à la bordure du massif ancien, dont il pouvait constituer à l'origine la couverture directement transgressive. Dans le domaine plus méridional, on rencontre au contraire des marno-calcaires et des marnes, là aussi sur de fortes épaisseurs. La contemporanéité des deux faciès est attestée par une microfaune identique de Calpionelles. Le Tithonique marque d'autre part une nette tendance de la mer à envahir la marge méridionale de l'aire émergée du Nord-Constantinois. Celle-ci a cependant subi une lente surélévation, permettant l'accumulation de dépôts clastiques à sa bordure.

On arrive ainsi à l'aurore du Crétacé. Dans les régions méridionales, sur l'axe de la chaîne numidique, au passage de ce que l'on a nommé le « sillon tellien », LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN est surtout constitué par des marnes et des marno-calcaires gris-clair, à patine blanchâtre, d'épaisseur souvent considérable. Le Berriasien est parfois datable par sa microfaune. Le Valanginien, l'Haute-rivien et le Barrémien ont livré des associations caractéristiques de Céphalopodes. Plus haut, nous avons localement reconnu l'Aptien supérieur, grâce à des Ammonites de la zone de Clansayes, et le Vraconien (?), par des Bélemnites. Les horizons calcaires sont plus fréquents dans le Crétacé moyen. De sédiments récifaux ou subrécifaux déposés à cette même époque sur des hauts-fonds, on ne retrouve trace que sous forme de galets dans des formations plus récentes.

Cette série marneuse et marno-calcaire du Crétacé inférieur repose en discordance sur n'importe quel terme mésozoïque plus ancien. *Une phase orogénique importante se situe en effet à l'aube du Crétacé* : elle s'est principalement traduite par l'érection de cordillères aiguës, démantelées aussitôt que surgies, environnées de conglomérats. Ces crêtes sous-marines, peut-être partiellement émergées, apparemment dirigées E-W, sont surtout développées dans le domaine des Babors. Des aires synclinales tranquilles, à sédimentation de vases calcaires, séparent les cordillères. Celles-ci ont pu rejouer vers le Cénomanién.

A la bordure du massif ancien, le Crétacé inférieur et moyen revêt un faciès bien différent. Le régime inauguré au Tithonique se poursuit au Néocomien et sans doute aussi au Barrémien. On trouve alors un complexe schisto-gréseux, à minces horizons de calcaires à Calpionelles. Cette série a dû se déposer dans des régions très septentrionales : on ne la rencontre en effet que dans des unités structurales élevées (W de Texenna ; S d'El Milia). Dans les unités plus basses, en particulier sur la plus grande longueur de la bordure kabyle, un véritable Flysch à minces alternances de schistes et de grès arrive tantôt en transgression sur le socle ancien, tantôt en continuité sur le Barrémien marneux. La découverte de Foraminifères, exceptionnellement de Céphalopodes, dans les rares intercalations calcareuses permet d'affirmer que ce Flysch peut comprendre tous les étages compris entre le Barrémien et le Sénonien inférieur : Aptien, Albien, Vraconien, Cénomanién, voire Turonien (?).

Ainsi le mouvement ascensionnel de l'amygdale de Petite Kabylie, qui débuta au Jurassique terminal, se développe durant le Crétacé, permettant l'alimentation d'une puissante sédimentation détritique, très pauvre en restes organiques. Il est évident qu'il en est de même pour les massifs kabyles plus occidentaux, où ce Flysch, déjà bien connu, était jusqu'à présent qualifié d'« albo-aptien » : nous avons pu le montrer en tout cas pour les entours de la Grande Kabylie.

Au point de vue des épaisseurs, le Flysch schisto-gréseux et la série calcareuse « tellienne » sont assez comparables. Les conditions bathymétriques de dépôt de ces formations ne sont guère précises. Sauf sur ses bordures, la mer du Flysch devait cependant être assez profonde, de manière à permettre la mise en mouvement de masses considérables de matériaux détritiques par l'entremise de courants de turbidité.

De nouveaux bouleversements et un profond changement du régime sédimentaire marquent l'amorce des TEMPS SÉNONIENS. Dans les régions méridionales de notre secteur d'études, se déposent alors des marnes schisteuses. Leur épaisseur dans les aires synclinales peut atteindre 1 à 2 km. Mais sur les cordillères, qui se manifestent à nouveau à l'aube du Crétacé supérieur, cette puissance est bien moindre. Au voisinage de ces axes orogéniques s'accumulent des masses de conglomérats. *La phase tectonique anté-sénonienne* a en effet été très brutale : le Sénonien arrive ainsi à reposer jusque sur le Lias inférieur ou sur les grès du Keuper, ce qui donne une idée de l'importance des dénudations en rapport avec cette orogénèse. Les cordillères ont les mêmes caractéristiques que celles du Néocomien

et coïncident fréquemment avec elles. Leur variété est grande : plis aigus à brusques abaissements axiaux, lames extrusives, « filons » triasiques.

Les marnes schisteuses du Crétacé supérieur, coupées d'intercalations calcaires, sont en général assez riches en Foraminifères planctoniques, mais très pauvres en restes macrofauniques autres que les Inocérames. A faciès comparable, voilà une différence essentielle avec l'Éocrétacé. La profondeur des mers sénoniennes devait être fort variable. L'érosion de hauts-fonds ou d'aires émergées permet d'expliquer la formation, non seulement de conglomérats au pied de falaises, mais aussi d'une espèce de Flysch à microbrèches calcaires. Les débris qui constituent ce « Flysch », arrachés à des assises sédimentaires antérieures, sont associés à des faunes néritiques, absentes ou fort réduites dans le faciès marneux banal. Une stratigraphie de détail semble impossible dans notre Crétacé supérieur, dont toutes les subdivisions, depuis le Coniacien jusqu'au Maestrichtien, ont pu être caractérisées par la microfaune.

A la même époque, *la mer envahit progressivement les parties encore émergées des amygdales kabyles*, comme ailleurs elle submerge bien des massifs anciens jusqu'alors exondés, depuis les cordillères bétiques jusqu'à la Calabre. Le massif paléozoïque de Petite Kabylie est ainsi, pour une large part, recouvert par les eaux. Les dépôts qui s'y forment, passablement détritiques, diffèrent fondamentalement de ceux de la chaîne numidique. A la bordure méridionale du socle, la zone du Flysch subsiste, au moins localement. En quelques secteurs (W de Texenna, unités du Moul-ed-Demamene), le faciès schisto-gréseux que revêt le Sénonien est presque identique à celui des Flyschs du Crétacé inférieur et moyen. Des noyaux encore émergés, justifiant une telle sédimentation, devaient ainsi subsister à la lisière sud des Kabylies.

Il est assez curieux de constater, à cette époque de transgression généralisée, qu'au S immédiat de la chaîne numidique, le Sénonien est soit absent, soit très réduit. Le problème des relations avec les mers plus méridionales reste ainsi posé.

Si le passage du Jurassique au Crétacé a suscité bien des controverses, L'AUBE DU TERTIAIRE n'y a point non plus échappé, le régime marneux du Maestrichtien se retrouvant au début de l'Éocène. A ce moment-là, les conditions de sédimentation paraissent partout bien uniformes. Des vases noires, où sont disséminées de curieuses boules de calcaire compact à patine jaune, règnent sur de grandes étendues. La faune benthonique y est très réduite. Le plancton peut être plus abondant, en particulier les très caractéristiques Globigérines à test épais. Rien n'indique, dans le Nord-Constantinois, l'existence d'un authentique rivage septentrional de la mer des marnes « paléocènes ». Les amygdales kabyles pouvaient ainsi être en grande partie submergées sous une certaine tranche d'eau. Pas le moindre débris n'en provient, ce qui serait autrement difficilement explicable. Il reste cependant à déceler effectivement des témoins de cette avancée.

La série marneuse « paléocène » est peu épaisse au N, à la marge actuelle du massif ancien. Sa puissance s'accroît considérablement au S de l'axe de la chaîne numidique, où l'Éocène arrive à reposer sur des termes assez anciens du Crétacé, ce qui permet d'évoquer des mouvements épirogéniques vers la fin de cette période.

Les marnes noires passent insensiblement vers le haut à des calcaires gris à patine blanche, souvent chargés de cordons de silex. C'est le « Suessonien » des auteurs algériens : sa puissance doit pouvoir dépasser 300 m. Mis à part l'enrichissement considérable en carbonates, indice possible d'un réchauffement généralisé de l'hydroclimat, la mer « suessonienne » possède des caractéristiques voisines de celles du « Paléocène ». La microfaune y est extrêmement abondante. Il n'est pas complètement exclu, en l'absence totale de macrofaunes, que ces faciès calcaires, classiquement attribués à

l'Yprésien et au Lutétien inférieur, puissent être lenticulaires et situés plus ou moins haut dans la série.

Cet épisode calcaire est temporaire. *De nouvelles marnes noires*, en tout point identiques à celles de l'Éocène inférieur, représentent, dans l'W de la chaîne numidique, le Lutétien moyen-supérieur et le Priabonien, *au moins* pour sa partie inférieure.

De légers mouvements au cours du Lutétien pourraient expliquer les faibles discordances que certains auteurs ont cru observer au sein de cette série. Ils rendraient compte, du même coup, du caractère nettement transgressif du Lutétien de la « chaîne calcaire » : le centre et l'E de la chaîne numidique formaient alors une ligne de hauts-fonds où s'accrochaient des faunes de très faible profondeur (Mélobésiées et Corallinées, Bryozoaires, Nummulites, Orthophragmines...) que l'on retrouve dans des calcaires massifs ou dans des marnes. Ces formations sont parfois bourrées de glauconie, dont le dépôt a pu ainsi s'effectuer, contrairement à certains avis (HEIM, 1946), dans une mer très peu profonde, vraisemblablement chaude, certainement agitée (richesse en Algues).

La série éocène de l'W de la chaîne numidique est presque identique à celle qui régnait plus à l'W (S des Babors) ou plus à l'E (région de Guelma et de Souk-Ahras, N de la Tunisie). Son existence controuve l'hypothèse devenue classique d'un seuil émergé qui, tout au long de l'Algérie, aurait séparé un long et étroit « bras de mer kabyle » d'avec les domaines marins sud-telliens et pré-sahariens. Les différences fauniques entre les deux régions doivent recevoir une explication biologique : les vases noires, peut-être chargées de matières toxiques, du domaine relativement profond longeant au S les Kabylies, auraient empêché la progression et le mélange des faunes, fort dissemblables, des deux zones néritiques nord et sud.

Ainsi, à nos yeux, sauf sur les tronçons discontinus de la « chaîne calcaire » et la bordure immédiatement voisine du Cristallophyllien kabyle, la plus grande partie des régions littorales de l'Algérie a pu être submergée depuis le Crétacé supérieur, pendant à peu près tout l'Éocène.

Il est difficile de préciser le moment exact où se sont mises en place *les roches éruptives intrusives du Moul-ed-Demamene*. Il y a là un ensemble de roches grenues, microgrenues, voire microlitiques, dioritiques ou gabbroïques, quelquefois encore plus basiques, qui injectent plus ou moins parallèlement à la stratification le Paléozoïque, le Tithonique et même le Sénonien élevé. Vraisemblablement antérieures aux charriages de cette région, ces « roches vertes » peuvent être d'âge crétacé terminal ou éocène. Elles sont, de toute manière, uniques dans le domaine kabyle.

Les modifications que nous proposons des attributions stratigraphiques classiques obligent à reconsidérer L'ÂGE DU PAROXYSMES OROGÉNIQUE dans les régions littorales d'Algérie. Postérieur à du Priabonien caractérisé par la microfaune, il est certainement antérieur au dépôt d'assises « néonummulitiques » dont les termes de base ont livré des microfaunes oligocènes (niveau imprécisable) et localement des Miogypsines spéciales. C'est dire que, au moins régionalement, le « Nummulitique supérieur » débute seulement par des assises du Chattien-Aquitaniens. Loin de posséder une phase majeure « pyrénéenne », du Lutétien terminal ou du début du Priabonien, on arrive à concevoir que les mouvements orogéniques essentiels datent de l'extrême fin de l'Éocène ou de l'Oligocène inférieur. Il s'agit d'une phase « alpine ».

Ses effets sont considérables. *Le massif paléozoïque de Petite Kabylie a été charrié en bloc vers le S*, sur des distances pouvant atteindre ou dépasser 20 à 30 km. Le Cristallophyllien présente, à son bord méridional, une apparence de grand anticlinal couché au S, à cœur gneissique et enveloppe de

micaschistes. Le flanc inverse serait conservé ou laminé selon les transversales. On trouverait, dans cet aspect inattendu et hétérodoxe, l'exagération brutale de la flexure qui, dès la fin du Jurassique, explique l'exaltation des massifs kabyles, dont la bordure recevait les produits de démolition, par rapport à un domaine plus méridional à faciès carbonatés, constamment immergé. Cette flexure a d'ailleurs joué tout au long de la Berbérie.

Les apparences présentées par le chevauchement bordier de Petite Kabylie varient selon les secteurs : en général simple pli couché, dont le cœur cristallophyllien s'est décollé, dans le flanc inverse, de sa couverture de Flysch crétacé; départ en grandes écailles du matériel jurassique qui, exceptionnellement (au S d'El Milia), se place directement au contact du socle charrié; expulsion de sous le massif ancien du « Flysch » tithonique-éocrétacé de la nappe de Guerrouch, avec lambeaux de poussée cristallophylliens à sa base. Une fenêtre d'un type spécial (diapir triasique à travers le Métamorphique d'Aïn-Kechera) semble indiquer que le matériel ancien, au cœur même de la zone kabyle, est superposé à du Mésozoïque.

Celui-ci, dans le domaine de la chaîne numidique, a été fortement affecté par la poussée du Cristallophyllien. Dans cette « zone sous-kabyle », le Flysch bordier, puissamment laminé, a souvent été renversé sur les marnes sénoniennes plus méridionales. Dans la région de Texenna, il en est vraisemblablement décollé, ébauchant ce que L. Glangeaud a nommé, dans l'Algérois, « nappe du Flysch ». Comme le Flysch, les marnes sénoniennes ou éocènes qui viennent plus au S ont été plus ou moins écrasées sous le poids du massif kabyle. Elles ont toutefois servi d'enveloppe protectrice à la plupart des massifs jurassiques dont l'individualisation première date, nous l'avons vu, du Crétacé.

Au S de l'axe jurassique discontinu de la chaîne numidique, vient une zone très bousculée, malheureusement masquée par le manteau discordant du « Numidien ». Ce front « nord-tellien », parallèle au front kabyle, dont il n'est distant que de 5 à 10 km selon les transversales, semble pouvoir expliquer les différences d'ordre sédimentaire que nous avons décelées entre les zones sous-kabyle et tellienne, au Crétacé supérieur et à l'Éocène. Au S de Tamentout, ce front nord-tellien se traduit par le chevauchement des domaines éocènes méridionaux par le Flysch à microbrèches de la zone sous-kabyle, et par des complications variées, non encore élucidées. Dans la cluse du Kebir, au N de Sidi-Merouane, on pourra peut-être prouver l'existence d'un rentrant d'environ 5 km, où l'Éocène méridional, disloqué en multiples écailles imbriquées ou plis isoclinaux, s'enfonce sous le Sénonien de la zone sous-kabyle. Ces phénomènes, dans lesquels le Trias est impliqué, sont pour une bonne part antérieurs au dépôt du « Numidien ». Juste au S, dans la zone tellienne, les plis sont d'apparence plus simple.

Ces deux lignes d'accidents au front kabyle et au front nord-tellien ont une valeur autre que régionale. Le charriage vers le S des diverses amygdales du « bourrelet liminaire africain » est un fait assez général. Il est prouvé dans l'arc rifain grâce aux travaux de M. Blumenthal (1937), de A. Marin et de P. Fallot (1937). Ce dernier auteur a depuis longtemps soupçonné des faits comparables au S de la chaîne du Djurdjura. En particulier, il a marqué (1945), dans un « schéma des grandes unités structurales du pourtour de la Méditerranée occidentale », un front de chevauchement continu entre la chaîne calcaire du Djurdjura et la zone plus méridionale du Flysch. La plupart des auteurs viennent récemment d'admettre la réalité d'un tel déplacement, encore que son ampleur, qui reste à préciser cartographiquement, puisse être discutée et soit pour l'instant affaire d'école.

Chacun des massifs anciens de la Berbérie littorale constitue néanmoins un feston élémentaire. Il ne semble pas y avoir continuité formelle entre chacun des fronts chevauchants. Certains tronçons des massifs anciens n'ont ainsi subi que des déplacements limités vers le S. Ce serait le cas du SE

de la Petite Kabylie, où un écaillage intense masquerait un éventuel chevauchement frontal, dont l'ampleur ne saurait être que modeste.

De son côté, le front nord-tellien limite la zone sous-kabyle, terme sous lequel nous groupons l'ensemble des Babors et de la chaîne numidique entre le haut Djendjene et la basse Seybouse. Un homologue occidental de cette zone pourrait être trouvé dans les « écailles intermédiaires » définies par L. Glangeaud dans l'Algérois.

D'importants reliefs sont nés de cette puissante orogénèse. Leurs débris, et principalement ceux des formations éocènes qui furent les dernières à se déposer avant ce diastrophisme, ont comblé les zones déprimées, envahies par la mer de l'Oligocène supérieur. Il est évident, comme J. Flandrin l'a souligné, que cette transgression ne s'est pas faite partout en même temps, car des îlots sont longtemps restés exposés à l'attaque de l'érosion. Ils jalonnent l'actuel axe montagneux limitant au SW le massif ancien de Petite Kabylie.

De notre étude ressort en tout cas la nécessité de rajeunir considérablement ce NÉONUMMULITIQUE attribué jusqu'à présent au Stampien, au Sannoisien, voire au Priabonien. La présence de Miogypsines à la base de ce complexe, dans les gisements classiques des Beni-Afeur, oblige à penser que, au moins sur une bonne partie des bâtis anciens kabyles, le *Nummulitique supérieur représente en réalité seulement l'Oligocène supérieur (Chattien-Aquitanién)*. Il est de plus hautement vraisemblable qu'au moins la partie supérieure du Néonummulitique à faciès « numidien » représente partout en Berbérie du Chattien-Aquitanién. Quant au prétendu « Aquitanién » rouge d'Algérie, post-orogénique, il n'est rien d'autre qu'un « fourre-tout » : ces assises continentales doivent être d'âges *très variés selon les secteurs*.

Le *Nummulitique supérieur de notre région possède trois faciès principaux*. A l'E, au voisinage de la « chaîne calcaire », on observe les formations, très variées, riches en brèches calcaires, définies par J. Flandrin sous le nom de « Néonummulitique à faciès kabyle ». L'âge de ces assises, parfois extraordinairement riches en faunes du Lutétien supérieur (Nummulites, Orthophragmines...) pose encore des problèmes. Au N, sur le socle kabyle, une épaisse série argilo-marneuse, parfois riche en poudingues, est surmontée par le « Numidien » (s.s.), alternance de grosses barres de grès quartzeux et d'argilites schisteuses sombres. L'ensemble doit pouvoir atteindre plus de 800 m d'épaisseur. Au S enfin, sur l'axe des chaînons du Tamesguida et du Zouara, l'Oligocène débute par un mince coussinet d'argilites vertes à coprolites et rares Foraminifères arénacés. Le classique « Numidien », extrêmement puissant, vient tout de suite au-dessus.

On peut admettre volontiers que tous ces faciès, sous des épaisseurs extraordinairement variables, passent latéralement les uns aux autres, en particulier que la moitié inférieure du Néonummulitique, argilo-marneuse au N, revêt au S l'aspect « numidien ». Nous avons exposé les raisons qui peuvent faire douter de la provenance septentrionale, unanimement admise cependant, du quartz des grès « numidiens ». Cet enrichissement en éléments détritiques vers le S n'est pas un argument négligeable en faveur d'une *origine méridionale de ce quartz*, à partir des grès continentaux du Crétacé de l'Atlas saharien, eux-mêmes provenant du bâti africain. Cette hypothèse, qu'il faudra étayer avant de l'adopter, postule le transport du quartz, soit par le vent, soit dans de larges zones d'épandage fluvial, et son arrivée dans la mer « numidienne ». Celle-ci, dont on ne peut encore préciser les rivages, devait être le siège de courants violents. Le puissant brassage des éléments détritiques peut seul rendre compte de la relative régularité des barres gréseuses de ce « Numidien » et de l'absence presque absolue de traces de vie, sauf, pour un temps, à l'abri septentrional des îlots kabyles.

Les événements se succèdent à une rapidité déconcertante. Le dépôt de 1.000 m de sédiments de l'Oligocène supérieur n'a guère duré plus d'un étage. *La phase tectonique* qui a suivi a été elle aussi très rapide, car elle est antérieure à du Burdigalien bien daté. Elle s'est traduite par l'émersion totale du Nord-Constantinois. L'érosion, agissant aussitôt avec vigueur, est parvenue à crever l'épais matelas du Nummulitique supérieur. Bien que le Miocène transgressif soit constamment discordant sur le « Numidien », on ne peut mettre à l'actif de cette phase anté-burdigalienne que quelques accidents peu importants et des plis à assez grand rayon de courbure.

La transgression du BURDIGALIEN a d'abord submergé ce qui est actuellement le Sahel entre Djidjelli et Cavallo. De hauts reliefs aux pentes abruptes bordaient au S la mer. Ce fait donne l'explication de la présence, à la lisière sud du bassin, de paquets de terrains variés, glissés et emballés au sein des marnes bleues planctoniques et des marnes grises à microbrèches, en véritables « klippes sédimentaires », selon l'heureuse appellation de P. Lamare.

Un réseau hydrographique assez évolué avait dû s'établir pendant la phase d'émersion qui a suivi le recul de la mer « numidienne ». Certaines de ces vallées paraissent fossilisées par les dépôts burdigaliens, en particulier le cours inférieur de l'O. el-Kebir aux environs d'El Milia. Nous pensons d'ailleurs que l'emplacement des principaux cours d'eau entaillant les massifs anciens kabyles a été déterminé dès cette lointaine époque. La mer burdigalienne a, par ces chenaux, atteint le cœur même de la Petite Kabylie. D'autre part elle a envahi, sur des profondeurs variables, les zones côtières déprimées d'Algérie orientale et de Tunisie du N, comme Ch. Gottis et J. Hilly viennent chacun de le montrer.

Au S de l'axe montagneux émergé qui courait de Cavallo vers l'E, l'érosion anté-burdigalienne a creusé une *large dépression intérieure*, parsemée de reliefs isolés. L'avancée de la mer miocène paraît y avoir été plus tardive que dans la zone littorale. Cette transgression aurait débuté au Burdigalien supérieur. Le Vindobonien a vu, en ces régions, se perpétuer le régime franchement marin : on trouve alors des assises très détritiques à riche faune de Lamellibranches (dont « *Ostrea crassissima* ») et de Gastéropodes, fort différente de celle du Burdigalien des régions littorales. Ce bras de mer intérieur se poursuivait vers l'W dans les Babors. Il s'est asséché vers le Tortonien, sous-étage auquel on peut attribuer des formations lagunaires, lacustres ou continentales. Les zones déprimées furent alors comblées de détritiques arrachés aux reliefs voisins.

Pendant ce temps, la mer se retirait des régions littorales. L'érosion a pu éventuellement enlever la partie supérieure, vindobonienne, des marnes planctoniques qui venaient de se déposer. De même le remplissage marneux des rias burdigaliennes était plus ou moins totalement évacué vers la Méditerranée. C'est aussi l'époque de la mise en place, en plusieurs épisodes, des *masses éruptives* de Cavallo, d'El Milia, de Collo et du Cap-de-Fer. A Cavallo, des coulées et des tufs occupent la situation du Burdigalien élevé. Les curieux dômes de microdiorite et dacite qui ceinturent ce massif éruptif se sont formés plus récemment. Comme les coupoles de « microgranite » de la région d'El Milia, ils recoupent les marnes burdigaliennes, qui venaient de se déposer sous une faible tranche d'eau : cela fait croire que la cristallisation de ces roches éruptives a dû se produire à très faible profondeur. Il s'agit de volcans avortés.

On pourra s'étonner de l'absence apparente de phase tectonique intra-miocène, ici comme en bien d'autres points de Berbérie orientale, alors que, ailleurs en Algérie, on est conduit à penser que d'importantes nappes de glissement se sont mues vers le milieu du Miocène. L'écho de tels mouvements peut cependant être décelé dans le retrait général des eaux marines vers le Tortonien, le caractère transgressif des formations continentales du Miocène supérieur, et la mise en place des massifs éruptifs.

Par contre *une importante orogénèse se placerait vers la fin du Miocène ou au début du Pliocène*. D'assez faible ampleur dans la zone kabyle, où les dépôts miocènes ont surtout subi des mouvements verticaux de bascule, sans véritables plis, cette phase a produit de violents effets plus au S et plus à l'W. La plupart des massifs jurassiques des Babors et probablement ceux de l'W de la chaîne numidique ont alors percé leur couverture. Les cassures qui les limitent ont été injectées par le Trias. Du même stade relève le jeu des lames triasiques de la région d'El Milia et probablement aussi d'Aïn-Kechera, qui percent le Paléozoïque, antérieurement charrié sur le Secondaire.

Si le chevauchement bordier kabyle ne rejoue pas, il n'en est pas de même des accidents nord-telliens. C'est ainsi que, dans la région de Sidi-Merouane, *le bassin miocène de Constantine a été chevauché par la zone sous-kabyle*. Le « Numidien » du versant méridional de la chaîne numidique a littéralement bavé sur le Néogène, sur une profondeur de 1 à 2 km. Il s'agit d'accidents superficiels, où le rôle de la gravité a été prédominant. L'existence de Trias dans le contact chevauchant, ou à son voisinage, implique cependant l'intervention de forces profondes ou le rejeu des accidents datant de la phase paroxysmale « anté-numidienne », sans exclure l'ététage tardif, par l'unité glissée, de Trias antérieurement extravasé.

Sous ce front nord-tellien, qui n'est pas une simple ligne de contacts anormaux, mais correspond à une bande assez large, où se juxtaposent des accidents de style, d'âge et d'importance variés, doivent pouvoir s'enraciner d'éventuelles unités telliennes, homologues de celles que les géologues de la S.N. REPAL et de l'École de Besançon viennent de définir dans l'Algérois. Ce front nord-tellien semble jalonné, vers l'E, par les accidents profonds du chaînon Hahouner-Debar, puis par les chevauchements des monts de la Medjerda (DAVID, 1953 b) et de Kroumirie, jusque vers Bizerte (GORTIS, 1954), si semblables les uns et les autres à ceux que nous avons décrits près de Sidi-Merouane : « Numidien » ayant glissé sur le Miocène plus méridional, un coussinet triasique les séparant.

Ce ne sont point de grands charriages que ceux-là. Le « Numidien » septentrional est bien ancré sur les formations plus anciennes, en dépit de disharmonies possibles. Dans notre région, les massifs « numidiens » du Tamesguida, du Zouara et des Mouïa ne semblent pas, sauf parfois à leur marge méridionale, s'être désolidarisés de leur substratum. Il est inconcevable d'imaginer que ces masses ont subi un déplacement important, par exemple en étant expulsées de sous le front kabyle, sans que nul broyage important ni aucune modification de l'ordre normal de superposition soient perceptibles. Si localement un film triasique se localise à la base du « Numidien », n'y faut-il pas voir un simple étalement du Trias extravasé, en tache d'huile sous un matériel en quelque sorte « imperméable », sauf dans les zones fracturées.

Ces déplacements par gravité ont pu se poursuivre pendant d'assez longues périodes. Près de Sidi-Merouane, des cailloutis fluviaux (Pliocène?) ravinant le Tortonien lacustre sont coincés sous l'extrême avancée du « Numidien » plus septentrional.

Nous voici arrivés à l'époque pliocène. La morphologie ne devait guère être différente de l'actuelle. Dans les régions littorales, LE PLIOCÈNE marque la dernière grande transgression des temps géologiques. Le Sahel de Djidjelli est à nouveau envahi. La basse vallée de l'O. el-Kebir d'El Milia, auparavant débarrassée de son remplissage miocène, est occupée par une magnifique rias, où se déposent sur une forte épaisseur des marnes bleues planctoniques, chargées d'apports grossiers près des berges. Un inventaire rapide nous a permis de conclure que ce régime de rias pliocènes se retrouvait presque partout au long des massifs anciens rifain et kabyles.

Et c'est l'approche des temps actuels. La mer se retire à nouveau. Seule l'étude des rivages, dans le Sahel de Djidjelli en particulier, permettra de suivre les étapes de ce phénomène. Globale-

ment, on peut dire que *les zones littorales ont été soulevées de 200 à 300 m* après le Pliocène. Les profils en long des cours d'eau, que nous avons donnés ailleurs (1955), montrent des accélérations brutales de la pente de certains tronçons. Des mouvements différentiels verticaux au cours du Plio-Quaternaire sont évidents. J. Dresch (1950) l'a excellemment montré pour le rocher de Constantine et pour le Kheneg. Il en est de même pour le front nord-tellien et pour les cassures limitant certains chaîons jurassiques, en particulier l'alignement Tloudene-Tazeguezaout. Les séismes des Babors marquent bien le rejeu périodique de ces grandes fractures.

La longue histoire géologique du Nord-Constantinois nous a fait assister à une suite d'événements très complexes. De cet enchevêtrement de faits, une notion paraît clairement se dégager : la relative permanence des grands traits structuraux et, partant, des terres et des mers. Les amygdales kabyles ont marqué leur influence dans la sédimentation depuis une lointaine antiquité. De même le sillon méditerranéen est un héritage. Aucun fait irréfutable ne paraît s'opposer à concevoir son maintien, au cours des âges, autour de l'emplacement qu'il occupe aujourd'hui. La Tyrrhénide ne semble pas avoir eu plus de réalité que n'en ont possédé la plupart de ces continents disparus, mis volontiers par l'imagination de l'homme à la place des actuels abîmes marins...

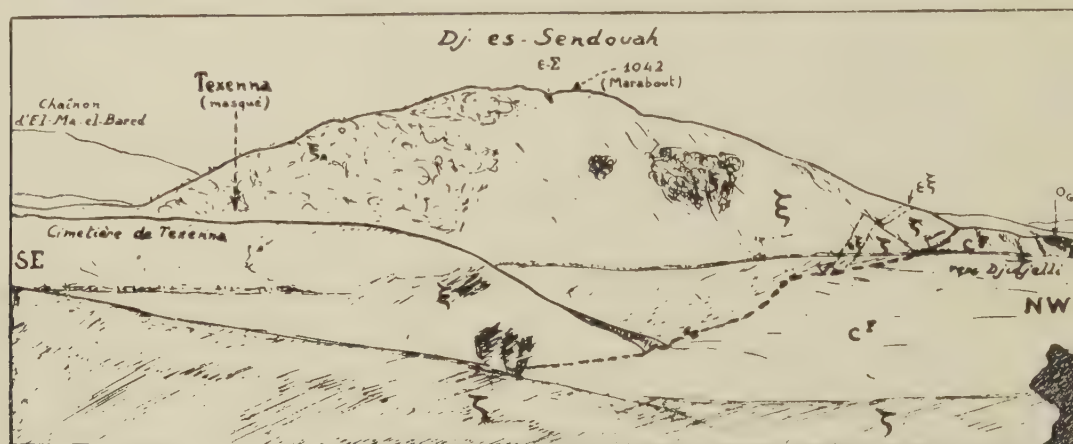
PLANCHES
HORS-TEXTE

PLANCHE 1

LA BORDURE MÉRIDIONALE DU MASSIF ANCIEN DE PETITE KABYLIE

Ph. 1. — Le pédoncule cristallophyllien du Dj. es-Sendouah

Il constitue l'extrémité occidentale du massif ancien; la vue est prise du SE (env. de l'Aïn-Ameridj). La série métamorphique plonge vers le S (à gauche de la figure). Elle comporte de bas en haut: des gneiss (ζ), des « épidiorites » ($\epsilon\epsilon$), des micaschistes (ξ) avec intercalations d'arkoses ($\xi\lambda$); près du 1042, filon de dolérite et serpentine ($\epsilon-\Sigma$). En contre-bas, à droite, le Flysch crétacé (c^f), couverture du Cristallophyllien, est cependant séparé du bloc du Sendouah par une fracture (en tireté fort). Au fond, à droite, grès « numidiens » (Og) transgressifs.

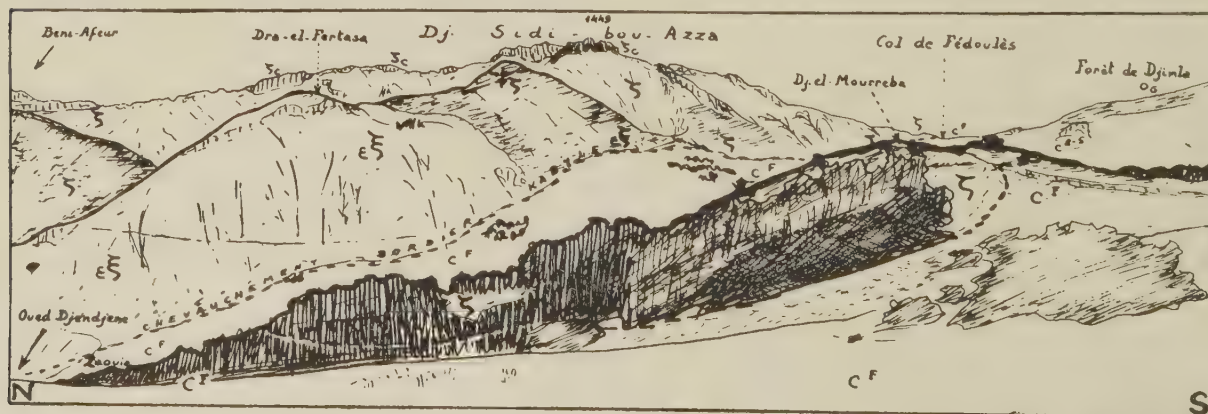


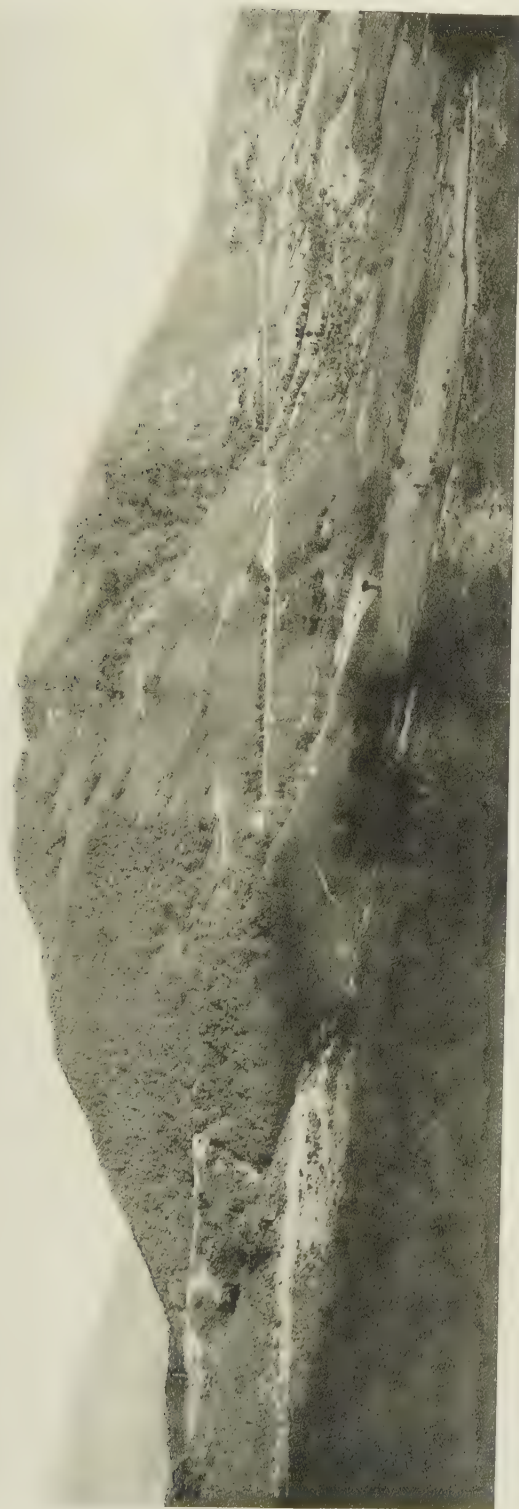
Ph. 2. — Le chevauchement bordier au SE de Texenna

A gauche de la vue, le massif ancien comprend, de haut en bas: des cipolins (ζc), des gneiss (ζ), des micaschistes alternant avec des « épidiorites » ($\epsilon\epsilon$).

Plongeant sous le Cristallophyllien, le Flysch crétacé (c^f), donnant des zones dénudées. Au premier plan, le Dj. el-Mourreba montre, sur le Flysch, un lambeau de recouvrement formé de gneiss (ζ).

A droite de la vue, marnes sénoniennes (c^{8-5}), plongeant en général sous le Flysch. Au fond à droite, « Numidien » discordant de la forêt de Bou-Afroun.





1



2

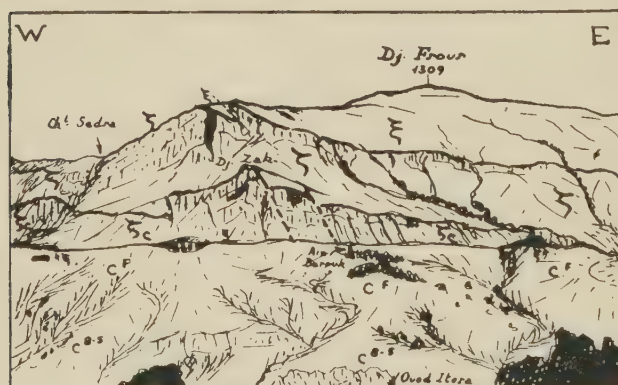
PLANCHE 2

LA BORDURE MÉRIDIONALE DU MASSIF ANCIEN DE PETITE KABYLIE

Ph. 1. — Le massif de Sidi-Ouchnek, partie E du chaînon des Ketama

La vue est prise de l'W (Sidi-ben-Abbas). On voit la retombée nord de l'anticlinal bordier de Petite Kabylie, qui montre de droite à gauche : les gneiss (ζ), es lentilles de cipolins (ζc) de plus en plus importantes vers le haut, les micaschistes (ξ), et enfin, tout à gauche, l'Oligocène discordant (O_A argiles; O_G , grès-« numidiens »).

Vers la gauche de la figure, la faille de l'Oued Mensa (F-F) escamote localement les gneiss, entre les micaschistes et les cipolins.



Ph. 2. — Le chevauchement bordier
au niveau du massif gneissique du
Dj. Froure

La vue est prise du S. On observe, de bas en haut (d'avant en arrière), une série plongeant faiblement vers le N et comportant :

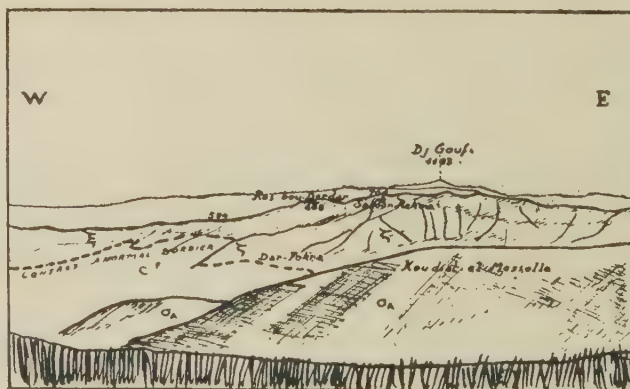
- a) marnes du Sénonien (c⁸⁻⁵), sous le Flysch crétacé inférieur-moyen (c^f);
b) contact anormal jalonné par des copeaux de micaschistes (Ξ);
c) série métamorphique charriée, montrant une série normale : cipolins (Ζc) à la base; gneiss (Ζ) plus haut, avec abrupts de gneiss ocellés au sommet; enfin micaschistes (Ξ).

Ph. 3. — Le chevauchement bordier dans l'W du chaînon des Beni-Rasdoun

La vue est prise du S, depuis la maison forestière d'El Karn. Loin au N, à 35 km, le Dj. Goufi, qui domine Collo.

Au troisième plan, le chaînon des Beni-Rasdoun, porteur de sommets modestes, constitue la limite sud du massif ancien, qui chevauche vers le S le Flysch crétacé (c^f). Selon les points, ce sont les gneiss (Z) ou les micaschistes (Ξ) qui surmontent ce dernier. Le chevauchement est souligné en tireté fort.

Au deuxième plan, les croupes argilo-gréseuses de l'Oligocène (O_A).





1



3



2

ENVIRONS DE TEXENNA. BASSIN DE DJIDJELLI. SE D'EL MILIA

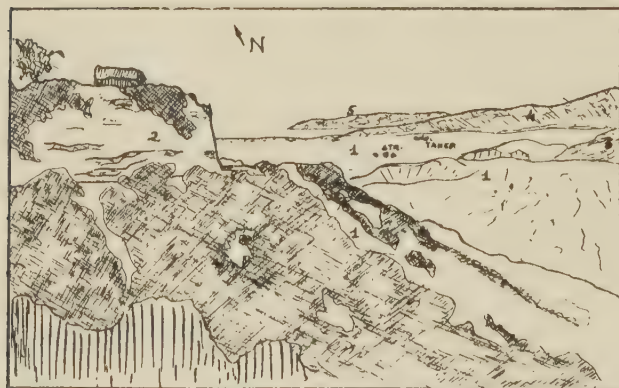
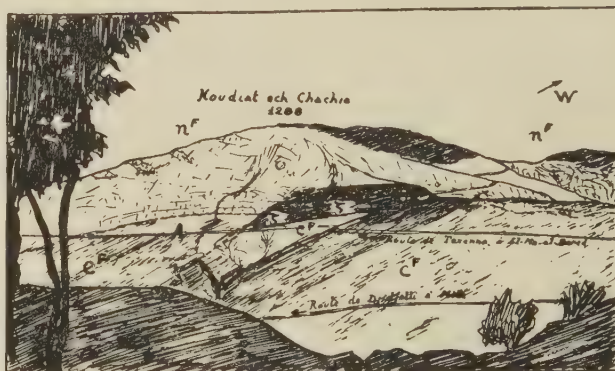


Ph. 1. — Unités de recouvrement au SE de Texenna

Vue prise du SE (Dj. Tabellout). Au premier plan, Flysch crétaé moyen, parautochtone (1). Sur lui, lambeaux de Cristallophyllien (2). Au-dessus, à droite de la vue, Flysch tithonique-néocomien de la «nappe de Guerrouch» (3). Au 2^e plan, reliefs de calcaires liasiques (4). Plus loin, marnes sénono-éocènes (5). Au fond, Oligocène gréseux (6), transgressif, du Dj. Tamesguida..

Ph. 2. — Unités de recouvrement au SW de Texenna

Vue prise de 4 km au NE. Dépression en Flysch crétaé moyen (c^f) parautochtone. Sur lui, lambeau cristallophyllien (ζ) de Bordj-el-Rhorf. Sur le tout, nappe de Guerrouch, à matériel flysch du Tithonique-Néocomien (n^f). Éboulis : A.



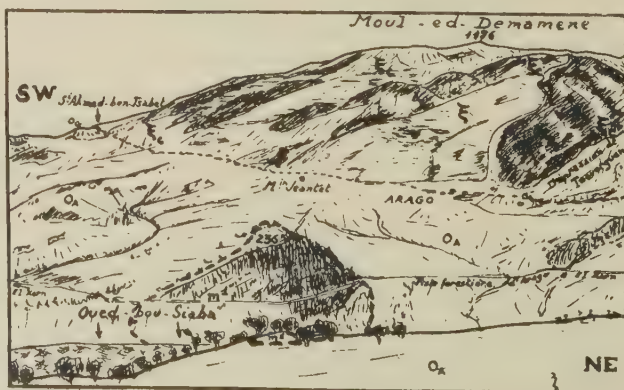
Ph. 3. — Bassin néogène de Djidjelli-Taher

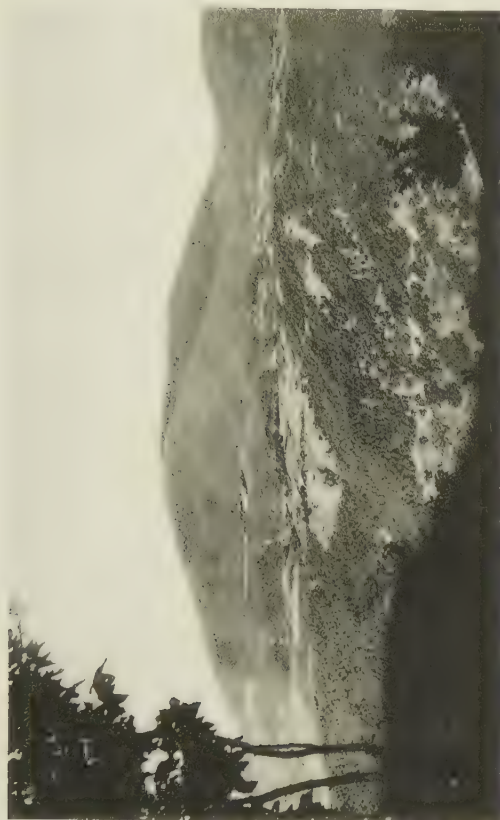
Vue prise vers le NE, de la route Djidjelli-Texenna (S^t-Sbeah). Marnes bleues du Burdigalien (1) dans la plaine. Sur elles, brèches à éléments cristallophylliens (2), d'âge pliocène. Socle ancien à droite de Strasbourg (3) et au delà de Taher (4). A l'horizon, promontoire cristallin (5) du Bougaroun (Kabylie de Collo).

Ph. 4. — Flanc oriental du Moul-ed-Demamene (Arago)

A l'arrière-plan, schistes satinés (ξ) et calcschistes à séricite (ξc). En contact plus ou moins anormal avec le Primaire, Oligocène marneux (Oa) d'Arago; lentilles de grès (Og).

Au premier plan, Burdigalien (m¹), grésoconglomératique au point 236, marneux plus à droite.

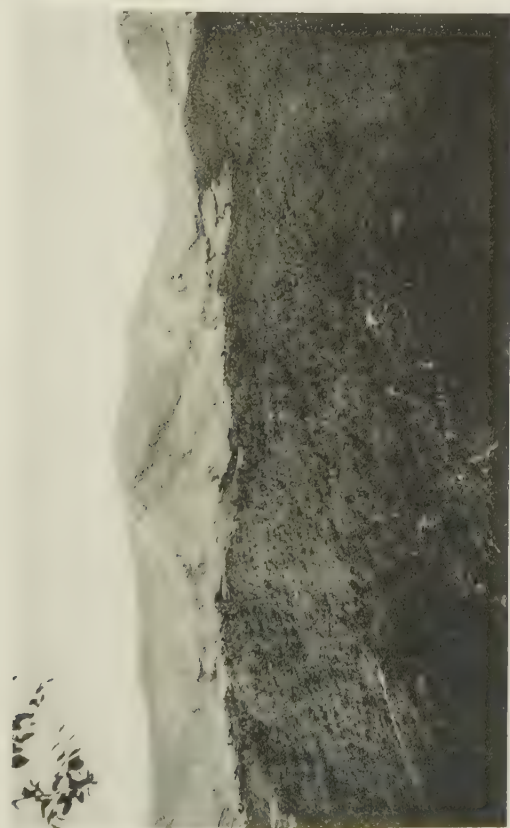




2



4



1



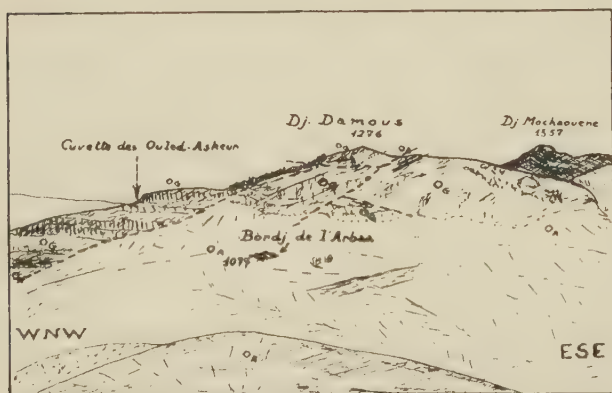
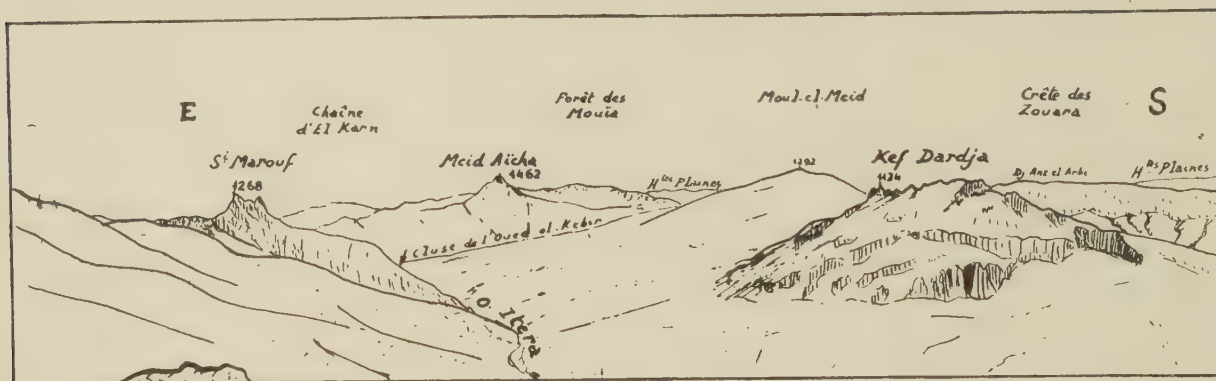
3

PLANCHE 4

COUVERTURE OLIGOCÈNE DU MASSIF ANCIEN. LES MASSIFS JURASSIQUES

Ph. 1. — Les massifs jurassiques au S d'El Milia

Cette vue est prise depuis le Dj. Frour. Elle montre des reliefs calcaires liasiques (Dardja, Marouf, Mcid-Aïcha). Les dépressions sont entaillées dans les marnes, surtout crétacées. La couverture de grès oligocènes donne aussi lieu à de hauts sommets (El Karn, Mouïa, Moul-el-Mcid, Zouara).



Ph. 2. — Dislocations de la couverture du massif ancien, aux Ouled-Askeur

Cette vue est prise de Rekkbat-el-Kebira, vers le NE. Tout le paysage montre de l'Oligocène : argilo-marneux (O_A) à la base, gréseux (O_G) au sommet. Les tiretés forts indiquent les failles.

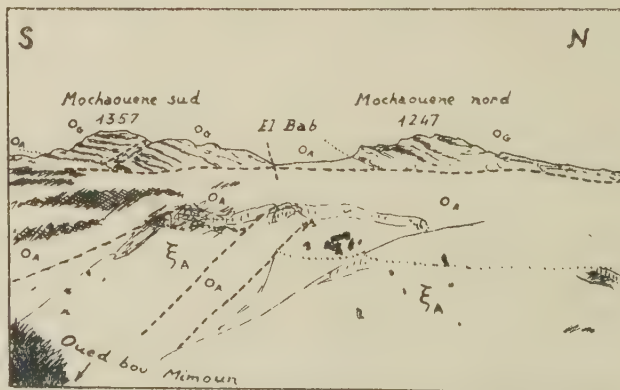
Col de l'Arbaa, au deuxième plan (avec les ruines d'un fort français de la Conquête), limite orientale des affleurements anciens que l'on suit depuis Texenna.

Ph. 3. — Flanc oriental du synclinal des Ouled-Askeur, au Dj. Mochaouene

Cette photo est prise depuis le Dra-Tloundene, vers le Dj. Mochaouene.

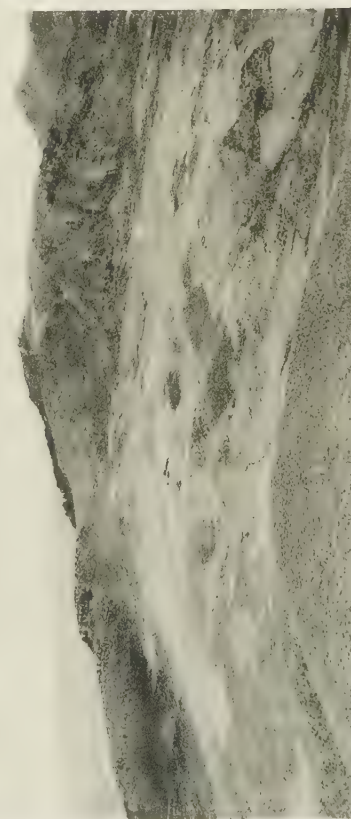
A l'horizon, reliefs gréseux en grès « numidiens » (O_G) surmontant un complexe argileux (O_A), qui donne lieu à une zone plate. Au premier plan, socle primaire, avec porphyroïdes et arkoses (Ξ_A).

Failles en tireté fort; contacts normaux en pointillé.





1

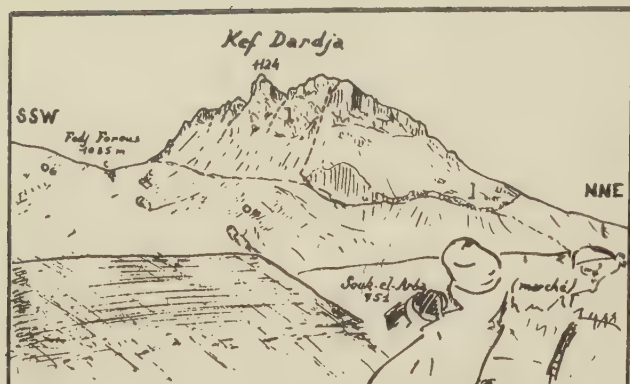


2



3

LES MASSIFS JURASSIQUES AU S D'EL MILIA (Suite)



Ph. 1. — Le Kef Dardja (face E)

Vue prise de 2 km à l'E, depuis le marché des Ouled-Rabah (au premier plan).

Un contact anormal probable limite au S le Lias (I) du Dardja, dont apparaît, à droite, le substratum triasique (t). Failles en tireté fort. Au S du relief, les marnes du Sénonien-Éocène (c⁷⁻⁵) et leur couverture oligocène (Og) forment des plis aigus, masqués en majeure partie par l'éboulis.

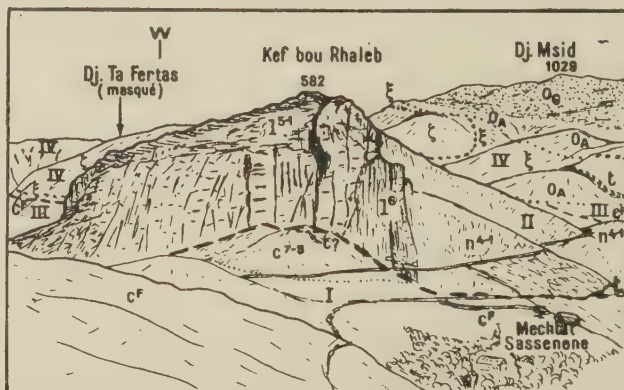
Ph. 2. — Le Kef bou-Rhaleb (face E)

Vue depuis l'E, du Kef Sassenene. Au premier plan, le parautochtone (I) : Flysch créacé moyen (c^f) sous marnes schisteuses sénoniennes (c⁷⁻⁵).

Écaille des Kefs (II) : Lias inférieur-moyen (I⁵⁻¹), Domérien (I⁶) et Néocomien-Barrémien (n⁴⁻¹). Une diverticulation supérieure (III) de cette unité montre du Flysch (c^f).

Au-dessus, nappe à matériel ancien (IV), qui montre un noyau de gneiss (Z), sur et sous des micaschistes (E).

Au fond, à droite, sur le Cristalophyllien repose de l'Oligocène discordant, argileux (O_A) à la base, gréseux (Og) au sommet. Du Trias (t) diapir, provenant des unités sous-jacentes, traverse le Cristalophyllien et sa couverture oligocène.



Ph. 3. — Le Djebel Sidi-Marouf (partie médiane du chaînon)

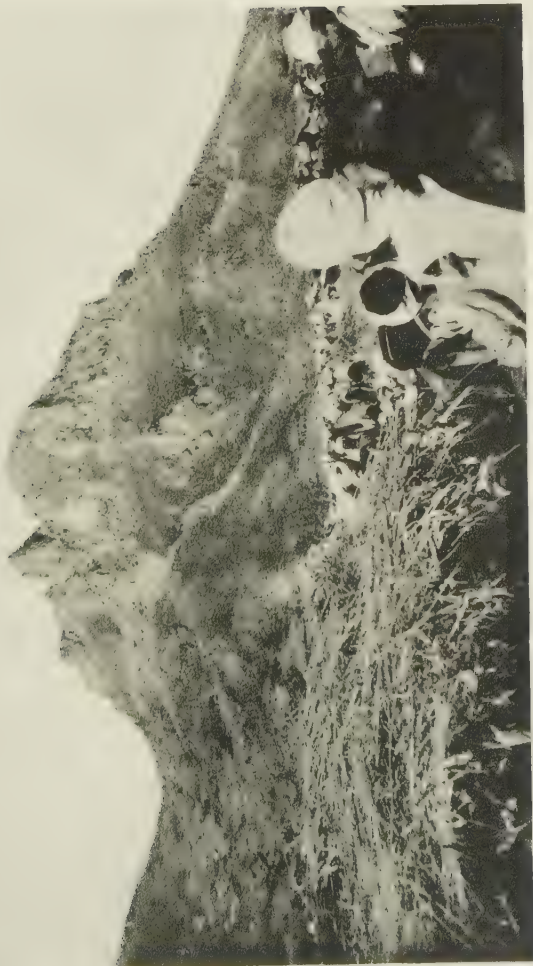
Vue depuis 250 m à l'W du 1217. Calcaires du Lias inférieur (I⁵⁻⁴) et dolomies de la base du Lias (I³⁻¹), redressés à la verticale contre les marnes créacés (c⁷⁻⁵), presque totalement masquées par l'éboulis.

Une bande de Trias (t), stratigraphiquement lié au Lias, apparaît sporadiquement, grâce aux tranchées des deux plans inclinés, entre ce Lias et le Crétacé.

Faille transverse (F) sous le 1268. Minerai de fer en noir.



3



1



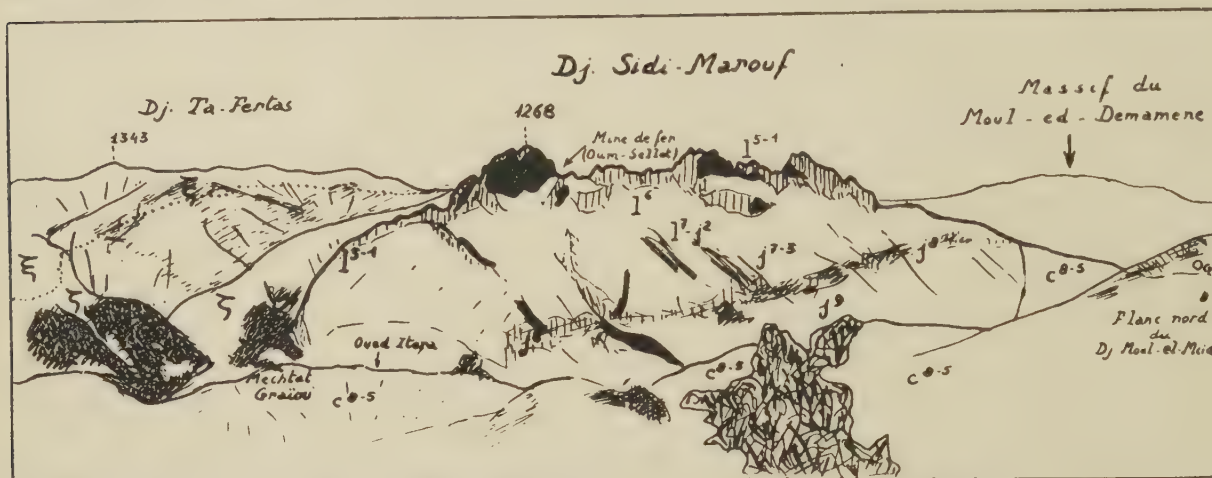
2

PLANCHE 6

LES MASSIFS JURASSIQUES AU S D'EL MILIA (Suite)

Ph. 1. — Le Djebel Sidi-Marouf (face méridionale)

Vue depuis Fedj-Akdal. A l'arrière-plan, le massif ancien : gneiss (ζ) à la base, micaschistes (ξ) au sommet.
 Au centre du cliché, la série jurassique du Marouf, verticale au 1268, mais se renversant progressivement vers l'Oued Itara : Lias inf.-moyen (l^{5-1}), Domérien (l^6), Lias sup.-Dogger (l^{7-j^2}), Malm inf.-moyen (j^{2-3}), Kiméridgien (j^8), Tithonique (j^9). Ce dernier terme chevauche au S le Sénonien (c^{8-5}), recouvert en discordance, à l'extrême droite, par l'Oligocène (Og).



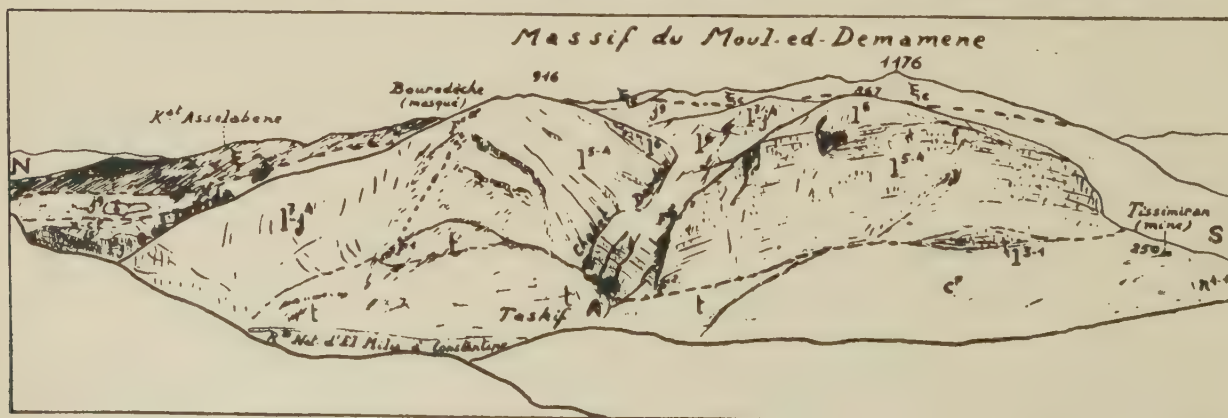
Ph. 2. — Le massif du Moul-ed-Demamene (flanc occidental)

La photo est prise de sur l'Oligocène (premiers plans) qui drapait les reliefs dominant la rive gauche de l'O. el-Kebir d'El Milia.

Sur la rive opposée, on observe les diverses unités tectoniques du Moul-ed-Demamene :

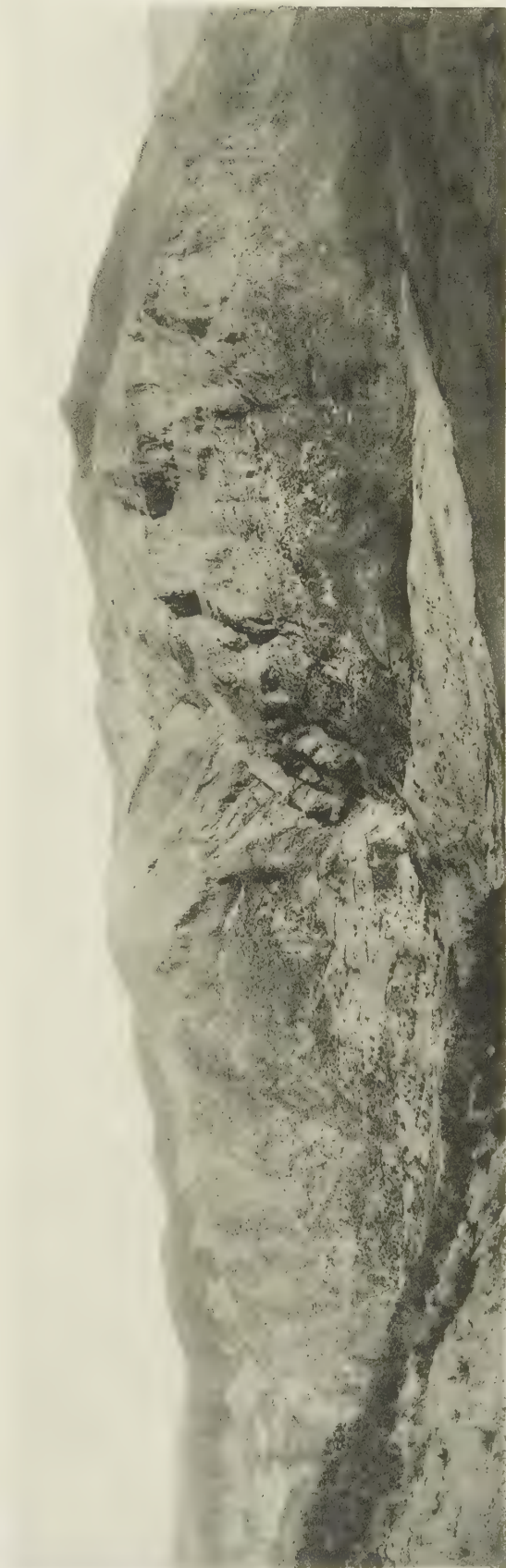
a) A la base, l'échelle inférieure, faite de Flysch crétacé (c^f) et de Néocomien-Barrémien (n^{4-1}).
 b) Plus haut l'échelle moyenne, avec sa semelle de Trias (t) et sa série jurassique (l^{1-1} , l^{5-4} , l^6 , l^{7-j^4} , j^5 = Argovien : voir ci-dessus). A gauche, vers le N, du Crétacé (Néocomien-Barrémien et Flysch : $n-c^f$) surmonte le Jurassique.

c) Au sommet (l'échelle supérieure n'est pas visible sur cette photo) la nappe qui montre, en série renversée : Tithonique (j^9) à la base, micaschistes (ξ) et calcschistes (ξc) au sommet. Dolérites (δ) intrusives.





1



2

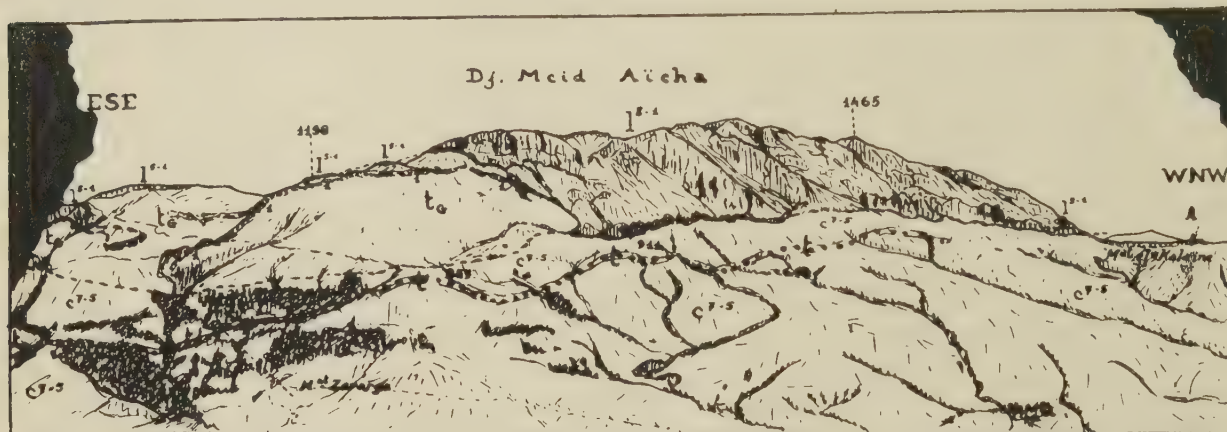
PLANCHE 7

LES MASSIFS JURASSIQUES AU S D'EL MILIA (Suite)

Ph. 1. — Le Djebel Mcid-Aïcha (flanc NE)

Vue du NE, depuis la corniche du Dj. el-Adjissa (= Aïssa). L'axe montagneux est constitué par les calcaires compacts du Lias (l^{5-1}) : très redressés à l'W, ils surmontent à l'E des grès triasiques (tg), au sein desquels on remarque un horizon-repère plus massif (1-1).

Au premier plan, marnes sénoniennes (c^{7-5}) : les plongements se font vers l'observateur, sauf près de la montagne, où le Crétacé, discordant, est renversé, tantôt sous le Trias gréseux (tg), tantôt sous le Lias (l^{5-1}). En avant de ce contact, une lame de Trias (t) diapir, gypsifère, injecte le Sénonien.

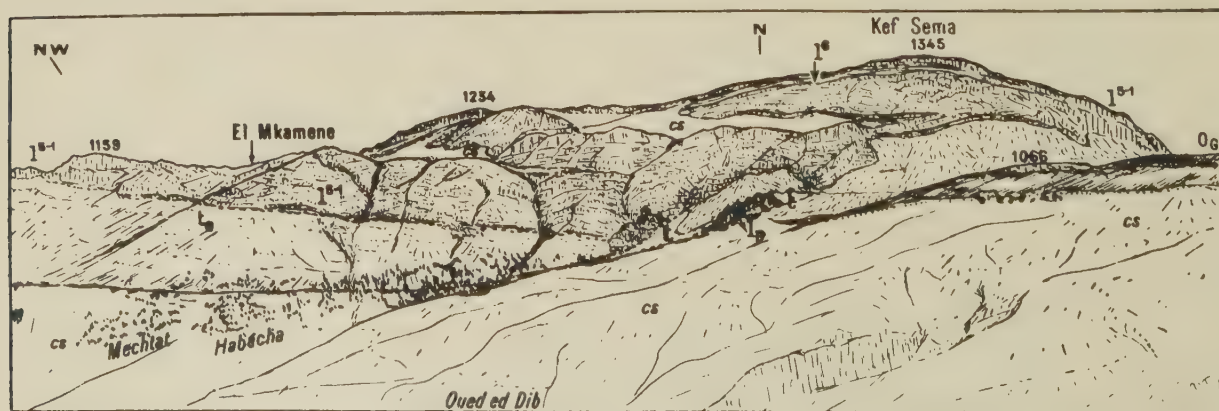


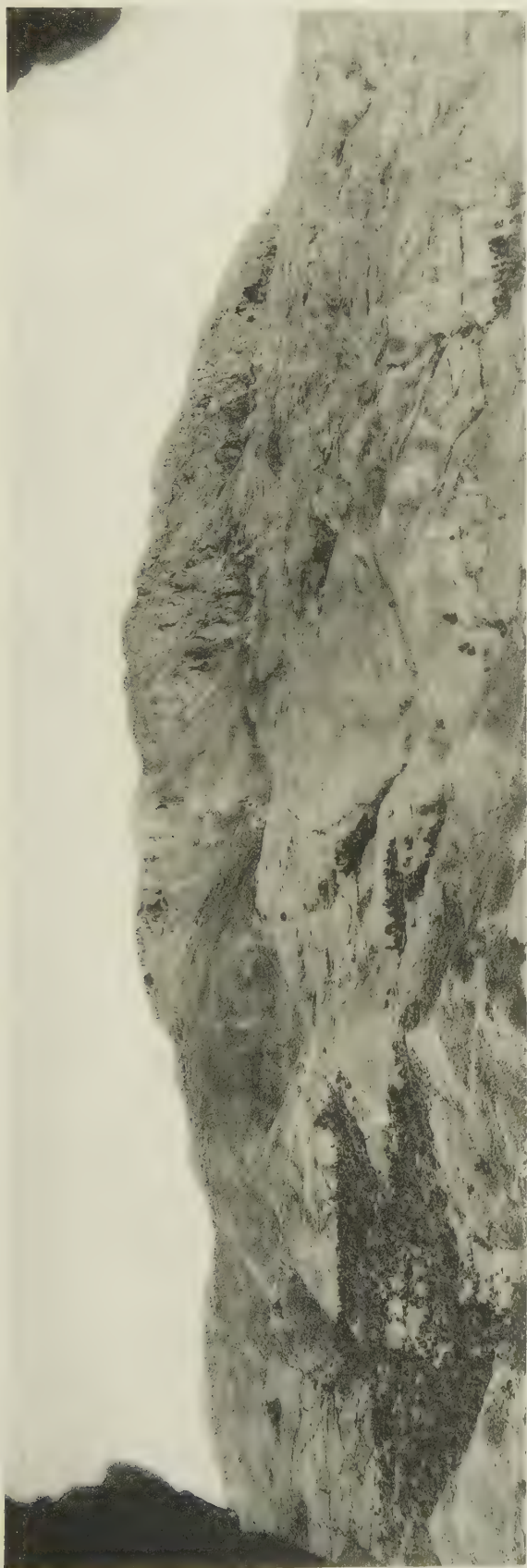
Ph. 2. — Le Kef Sema (face S)

Vue depuis le Koudiat Enzel-Akahal. Au premier plan, croupes marneuses du complexe « crétacé supérieur » (cs), et, à leur sommet, les grès oligocènes (Og) discordants, subhorizontaux. Une grande cassure E-W sépare ces terrains des reliefs de l'arrière-plan.

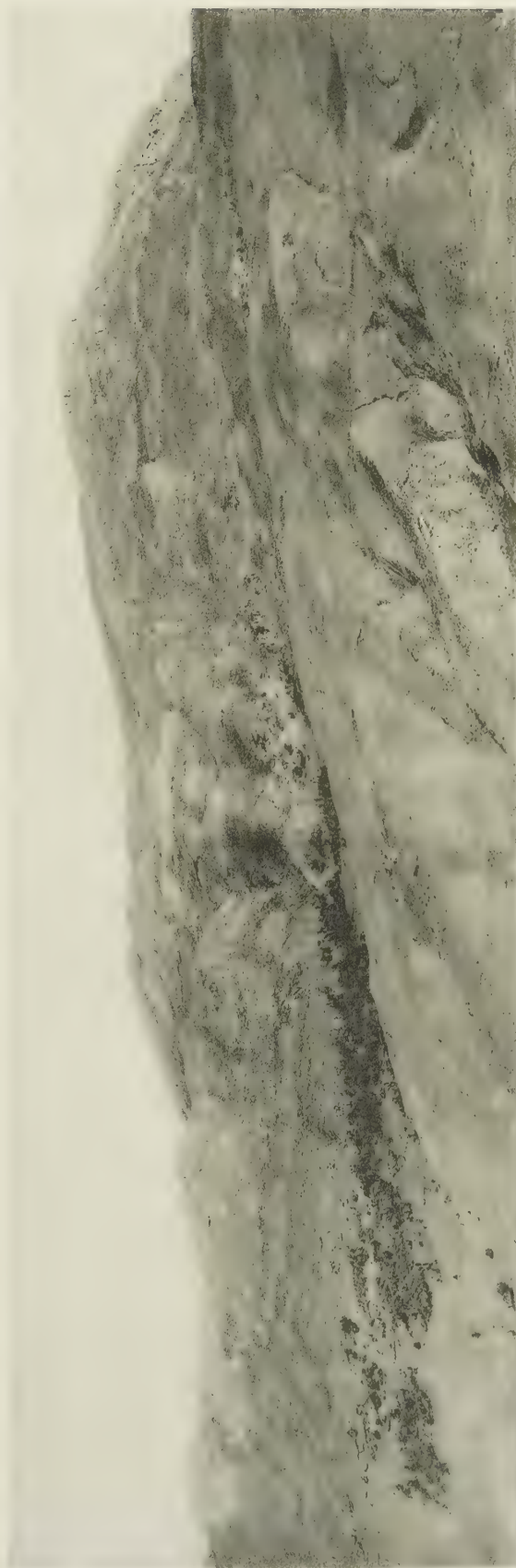
Ceux-ci comportent, de bas en haut : a) des grès et schistes rouges du Trias gréseux (tg); b) des calcaires dolomitiques du Lias inférieur (l^{5-1}); c) des calcaires lités du Domérien (l^6). Marnes et conglomérats, attribués au Crétacé supérieur (cs) discordant, fossilisent une topographie tourmentée anté-sénonienne.

Un diapir de Trias gypsifère (t), ramenant une dalle de dolomies du Lias (l^6) se localise sur la faille bordière du Kef Sema.





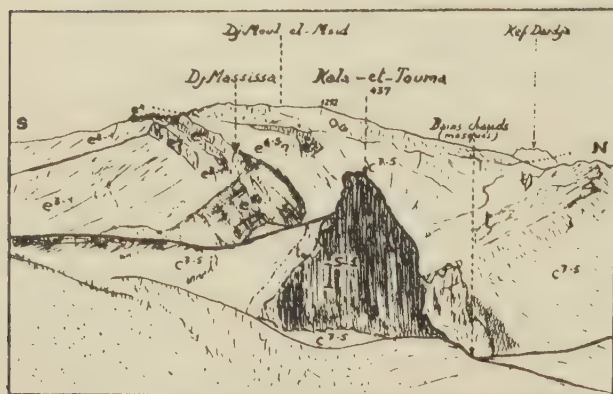
1



2

PLANCHE 8

LES MASSIFS JURASSIQUES. LE VERSANT S DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE



Ph. 1. — Le rocher des Beni-Haroun

Aux premiers plans, le Sénonien (c^{7-5}), discordant, enveloppe l'extrémité de la lame des Beni-Haroun, formée de Trias schisto-gréseux (t_G) et de Lias calcaire (l^{5-1}).

Aux derniers plans, on voit :

a) A droite : la suite de l'anticlinal à matériel liasique, marquée par des pointements de Trias (t) diapir, au milieu du Sénonien ;

b) A gauche : un régime de plis imbriqués, couchés au S : calcaires « suessoniens » (e^4) ; marnes noires de l'Éocène basal (e^{3-1}) ou du Lutétien-Bartonien (e^{6-5}). Au-dessus, discordants sur ces structures, les grès oligocènes (O_G).

Ph. 2. — Le chaînon des Zouara (partie orientale)

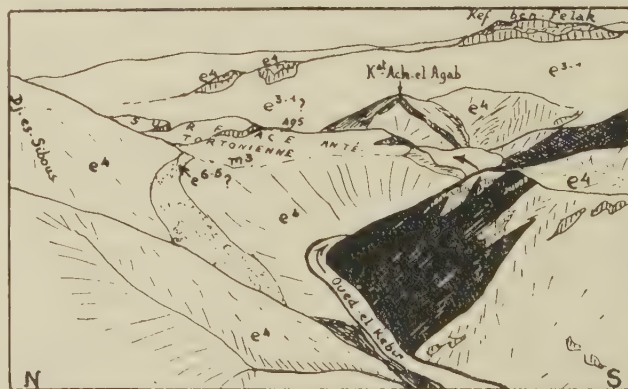
Vue prise du S, depuis les ruines romaines des env. de Darmimoun.

Tout le paysage est en Oligocène gréseux (O_G). A l'horizon, le versant S du Dj. Mou-el-Meid (1.292 m au point culminant). Plus près des personnages, topographie molle : les bancs gréseux de l'Oligocène se sont disloqués, à la faveur de niveaux argileux intercalés.

Ph. 3. — Les gorges de l'Oued-el-Kebir (cours moyen) au S du Dj. Tenougast

Elles sont taillées dans les calcaires éocènes, tout au SW de la feuille « Sidi-Merouane ».

Voir le pli à cœur de marnes lutétiennes (e^{6-5}) et son enveloppe de calcaires « suessoniens » (e^4). Ce pli est recoupé, vers l'W, par la surface d'érosion anté-tortonienne (?), que recouvrent des brèches continentales (m^3).



Ph. 4. — Le pli du Dj. Srir (extrémité E)

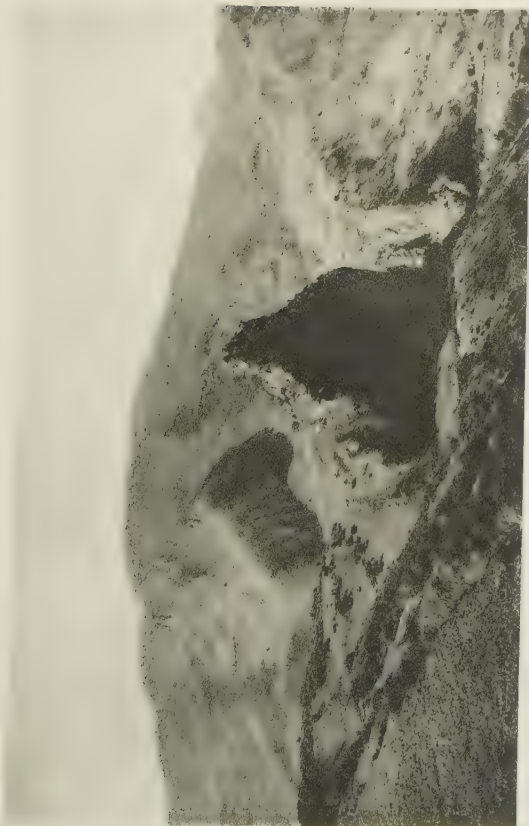
On trouve de bas en haut : marnes « paléocènes » (e^{3-1}), calcaires « suessoniens » (e^4), marnes du Lutétien-Bartonien (e^{6-5}), puis Flysch à microbrèches sénonien (c^{7-5}). Sur le tout, en discordance, la série « numidienne » (O_G).



2



4



1



3

PLANCHE 9

ÉROSION DANS LE MASSIF ANCIEN

Ph. 1. — Le grand arrachement à l'E du marché des Beni-Afeur

La vue est prise depuis le SE. Les micaschistes, d'abord décomposés et rubéfiés, puis minés par les eaux, ont donné des gradins de glissement (l'un d'eux subsiste à gauche et en bas de l'arrachement). De grandes pluies, assez récentes (vers 1940), ont emporté toute la partie altérée des micaschistes vers l'Oued-el-Hadjedj à droite de la photo. L'arrachement s'est arrêté aux limites de la forêt de chênes-liège.

Ph. 2. — Le cône de déjection du Chabet Kaa-el-Kramis

Vue depuis l'E. L'Oued Azraz-Nil forme un grand méandre. Ses alluvions sont recouvertes par les plaquettes schisteuses du cône de déjection, dont l'origine du matériau se trouve à l'arrière-plan (figures d'érosion en « arêtes de poisson »).



1



2

PLANCHE 10

GNEISS CEILLÉS

Ph. 1. — Gneiss ceillé

Yeux de microcline, en blanc : disposition désordonnée, contour flou, taille variable. Quartz, en gris, s'insinuant entre les yeux de feldspath. Peu de micas.

Route de Taher à Chahna : carrière à 400 m SE du marabout Sidi-Saada ($x = 790,7$; $y = 381,1$; El M.). Echantillon, grandeur naturelle. Voir p. 36.

Ph. 2. — Gneiss ceillé

Yeux de microcline moins nombreux et mieux orientés; entre eux, la trame possède l'aspect et la constitution des « gneiss fins ».

Sidi-Ouchnek, 1 km W de Fedj-el-Melab ($x = 794,9$; $y = 369,7$; S. Mer.). Echantillon, grandeur naturelle. Voir p. 36.



Ph. 3. — Albitisation des porphyroblastes des gneiss ceillés

La photo montre un œil de microcline (m), enveloppé d'une trame quartz (q)-albite (a). Le porphyroblaste a été fissuré : de l'albite (a) s'est insinuée dans ces cassures. Tardivement, des filonnets de quartz ont traversé la roche. Très peu de muscovite (M).

Mine d'Aïn-el-Aneb, galerie inférieure, massif du Dj. Frour ($x = 806,7$; $y = 373,2$; S. Mer.).

Lumière polarisée $\times 25$. Voir p. 36.

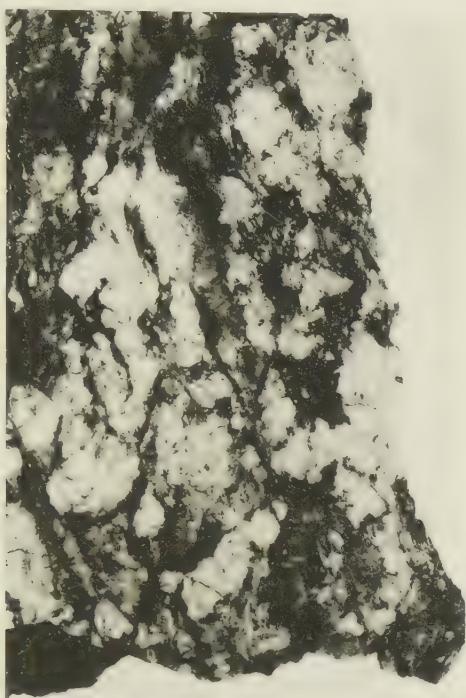
Ph. 4. — Albitisation des porphyroblastes des gneiss ceillés

Le porphyroblaste de microcline (m^1) situé en haut et à droite est entouré par une trame d'albite (a)-microcline frais (m^2)-quartz (q); quelques paillettes de biotite (b). A sa bordure, le porphyroblaste est envahi par une albite bourgeonnant de l'extérieur vers l'intérieur : les bourgeons coalescents (en noir sur la photo) affectent l'allure d'une grappe.

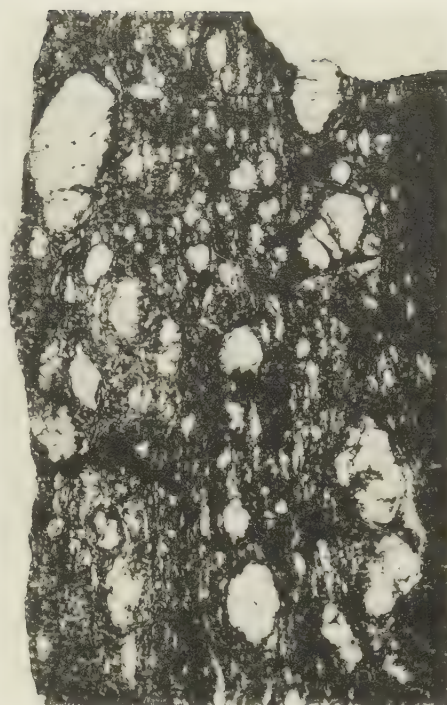
Bou-Kabaïl, au N du Sidi-Marouf ($x = 814,8$; $y = 377,7$; S. Mer.).

Lumière polarisée $\times 100$. Voir p. 37.

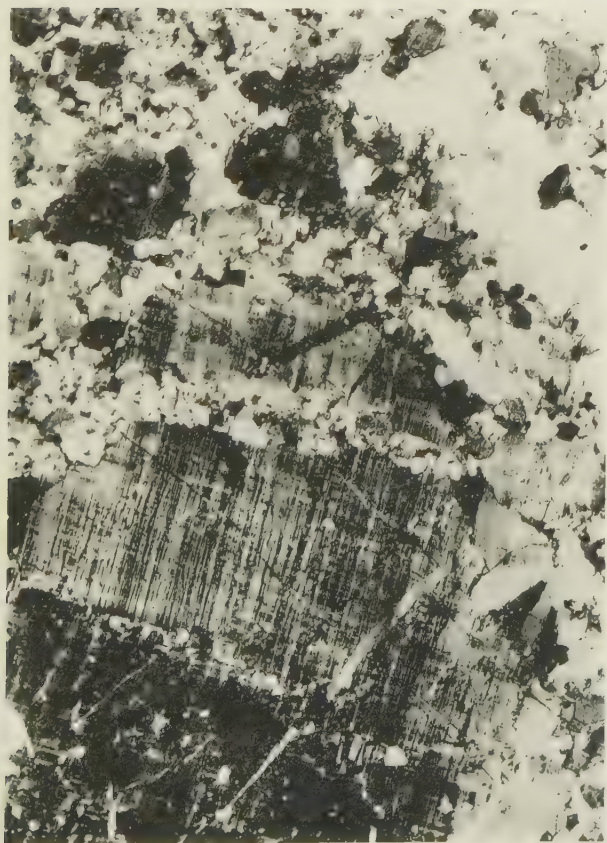




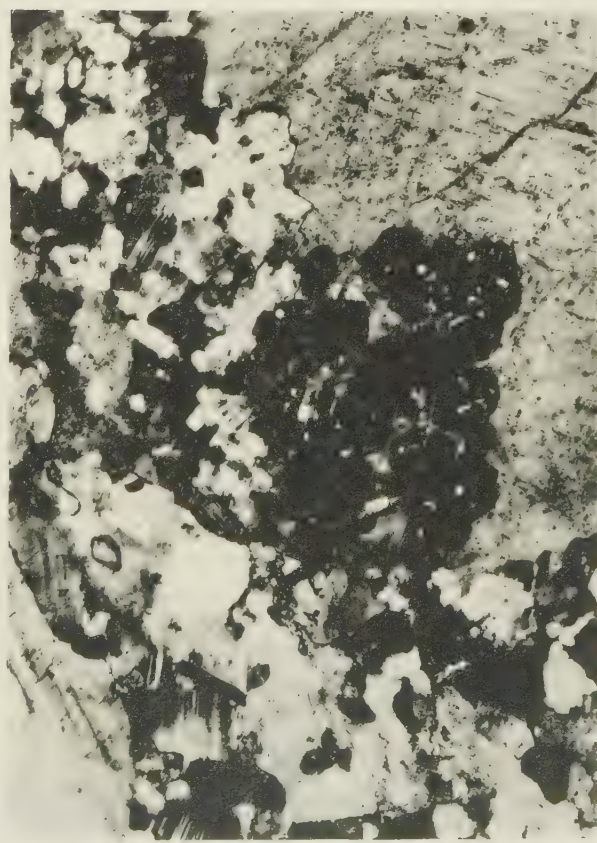
1



2



3



4

GNEISS CÉILLÉS. MICACITES



Ph. 1. — Albitisation des porphyroblastes des gneiss œillés

La transformation en albite (a) du microcline (m) des yeux de ce gneiss a été presque totale; seul subsiste un mince résidu de feldspath potassique, au milieu de l'albite chargée de séricite. La roche est très riche en quartz (q) et en micas (muscovite : M; biotite : b).

Oued el-Djouz, à l'E de Texenna ($x = 780,3$; $y = 377$; Tam.).

Lumière polarisée $\times 50$. Voir p. 37.



Ph. 2. — Albitisation des porphyroblastes des gneiss œillés

Les porphyroblastes ont été totalement transformés en plagioclase très acide, tandis qu'une partie de la silice s'est exprimée sous forme de gouttelettes de quartz, esquissant la structure micropegmatitique (am). Fissures dans le porphyroblaste, tapissées par de l'albite (a). Quartz, q; Biotite, b.

N de Fédoulès : col du sentier muletier au SE du 1495 ($x = 791,65$; $y = 370,1$; S. Mer.).

Lumière polarisée $\times 40$. Voir p. 37.



Ph. 3. — Micacite à sillimanite

Au sein du complexe gneissique, roche formée de grenats (g), de biotite (b) et de sillimanite (s).

Mechtat Tafred, à l'E de Texenna.

Lumière naturelle $\times 15$. Voir p. 39.

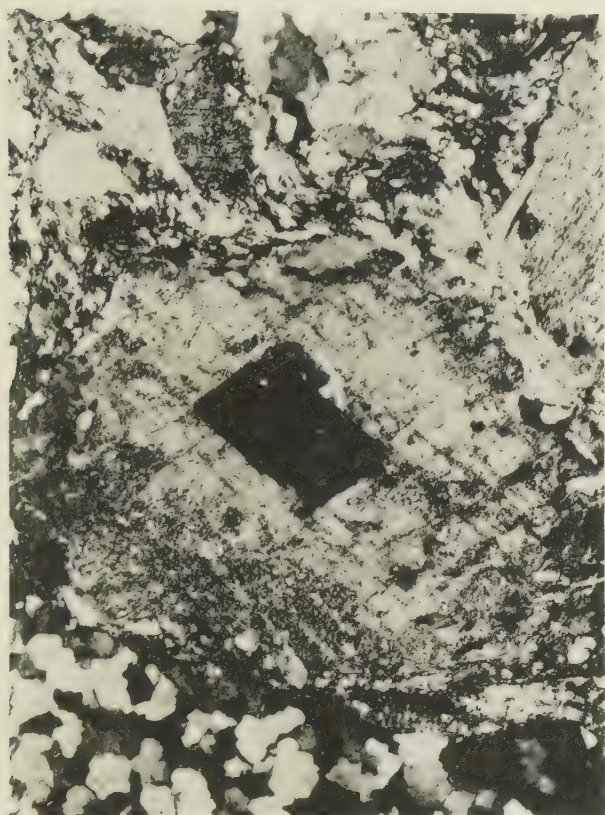


Ph. 4. — Gneiss fin à biotite, en intercalation dans les gneiss œillés

La partie claire de la roche comporte quartz et oligoclase, en quantités analogues. Biotite, en belles lames. Éléments accessoires : allanite (A), apatite (a), magnétite (ma).

SE du Dj. Meddour, dans le massif du Dj. Frou ($x = 804,5$; $y = 373,4$; S. Mer.).

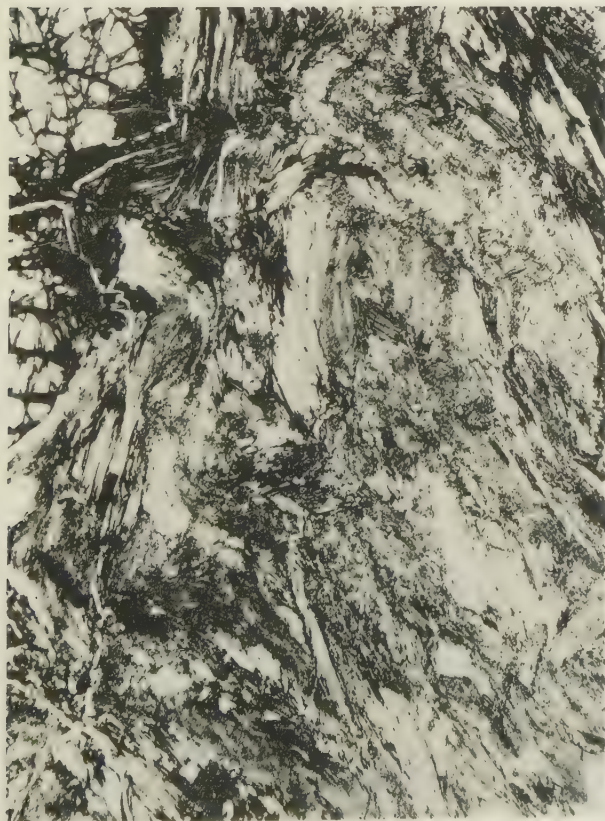
Lumière naturelle $\times 30$. Voir p. 38.



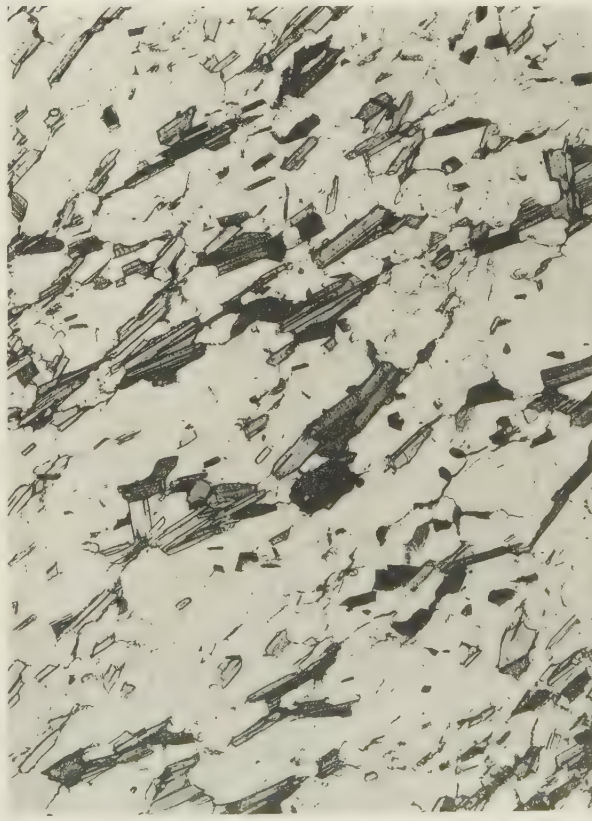
1



2



3



4

GNEISS FINS. QUARTZITE A TOURMALINE. GRENATITE

Ph. 1. — Gneiss fin typique

Noter l'abondance du mica noir dans la roche.

Massif du Sidi-bou-Azza, 100 m à l'E du 1105 ($x = 785,6$; $y = 371,4$; Tam.).

Echantillon, grandeur naturelle. Voir p. 40.



Ph. 2. — Quartzite à tourmaline

Niveau intercalé dans les gneiss cœillés. Noter l'allure plissotée des filets de tourmaline (t), le plus souvent globuleuse. Le quartz (q) forme le fond de la roche, où s'observent en outre beaucoup de muscovite (M), du rutile (r) et de l'apatite (a).

N du col de Fédoulès, au S du Dj. es-Smaa ($x = 791,3$; $y = 370,8$; S. Mer.).

Lumière naturelle $\times 35$. Voir p. 44.

Ph. 3. — Grenatite, au contact gneiss-cipolins

Le grenat, en innombrables petits cristaux, s'ordonne en files parallèles au sein du quartz. En certains points ces grenats sont transformés en séricite : celle-ci apparaît en gris sur la photo, tandis que les grenats inaltérés sont noirs. Leur forme n'est pas affectée par cette pseudomorphose.

E du Dj. Zaki, dans le massif du Dj. Ffour ($x = 805,9$; $y = 373,0$; S. Mer.).

Lumière naturelle $\times 50$. Voir p. 47.

Ph. 4. — Gneiss à sillimanite

Le fond de la roche est surtout quartzeux (q), avec aussi de l'oligoclase (o). La biotite (b) est abondante et bien alignée. Voir la belle gerbe de sillimanite (s). Cette roche provient de l'extrême sommet du complexe gneissique.

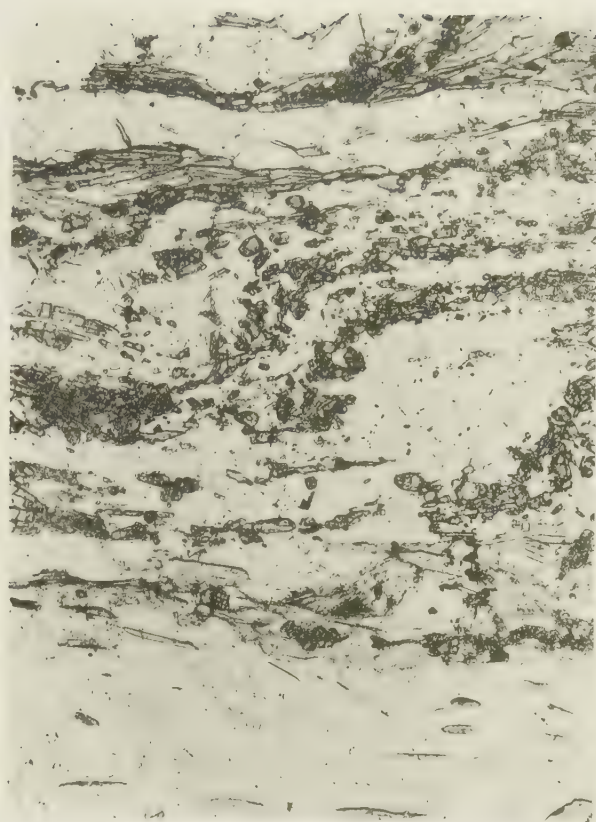
NE immédiat du 1262, dans l'E des Beni-Afeur ($x = 787,2$; $y = 374,9$; Tam.).

Lumière naturelle $\times 50$. Voir p. 43.

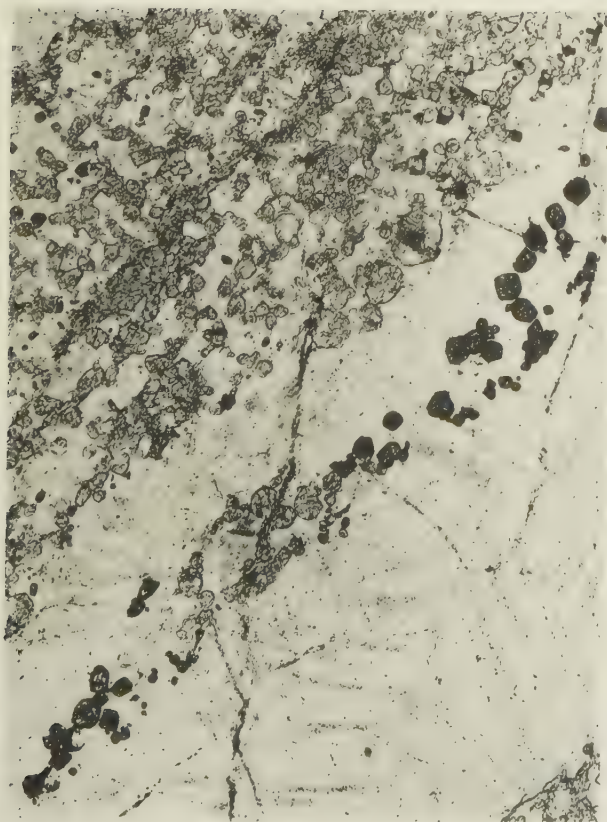




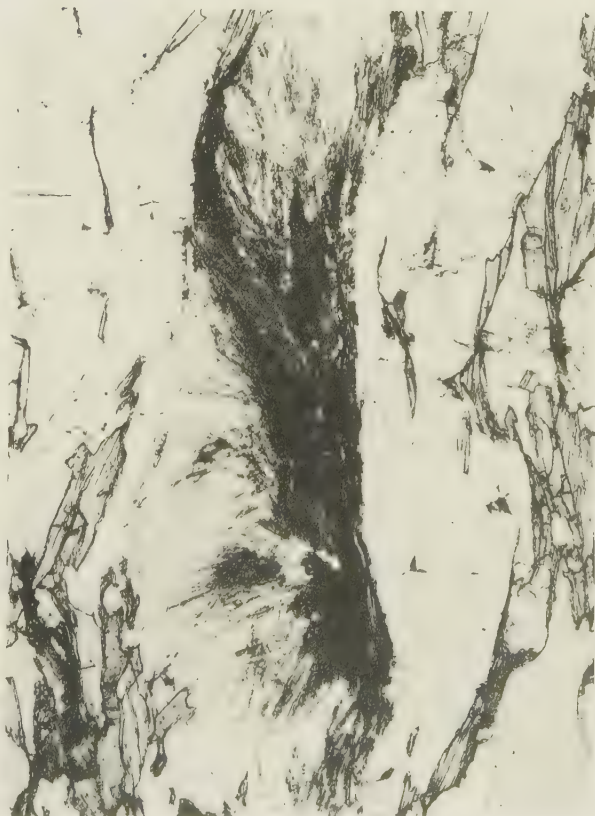
1



2



3



4

TOURMALINITE. GNEISS FINS. AMPHIBOLITES



Ph. 1. — Contact microscopique tourmalinite-micaschiste

Le petit nodule montre de menues indentations au contact du micaschiste. Ce dernier comporte essentiellement du quartz (q), de la muscovite (M), du rutile (en noir : r), un peu d'apatite (ap) et de pyrite (py); quelques cristaux de tourmaline y apparaissent aussi (t).

Dj. Ta-Fertas; cote 1211 (El M.).

Lumière naturelle $\times 80$. Voir p. 57.

Ph. 2. — Gneiss à deux micas

Grande richesse en micas (muscovite : M; biotite : b). Parmi les éléments blancs, le plagioclase (o) domine sur le quartz (q). On remarque l'orientation assez régulière de la biotite; la muscovite se place en travers de cette dernière. Des amas d'hématite (en noir) se situent au voisinage du mica blanc et dans les clivages des deux micas. Un peu d'apatite (ap).

W de la Mechtat Graïou, près du Sidi-Marouf (S. Mer.).

Lumière naturelle $\times 50$. Voir p. 42.



Ph. 3. — Amphibolite

L'amphibole (h) forme des gerbes, au milieu du quartz (q). Autour, le plagioclase et la hornblende, en minuscules cristaux, dessinent des petits plis (h-p). Ilménite (i) abondante. Un peu d'apatite (ap).

NE du Dj. Zaki, dans le massif du Dj. Frouf; éboulis ($x = 805,3$; $y = 373,4$; S. Mer.).

Lumière naturelle $\times 30$. Voir p. 47.

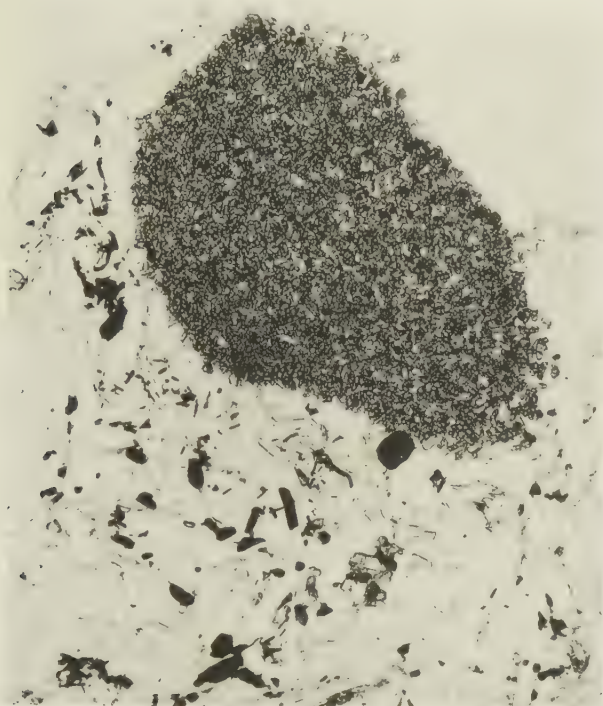


Ph. 4. — Schiste vert à albite et hornblende

Roche riche en ouralite (gris-noir) et en albite (blanche); ces deux éléments sont remarquablement alignés. Traînées de magnétite (très noire).

NW du 866, Dra-el-Fertasa, Zaouïa du Djendjene ($x = 783,1$; $y = 371,95$; Tam.).

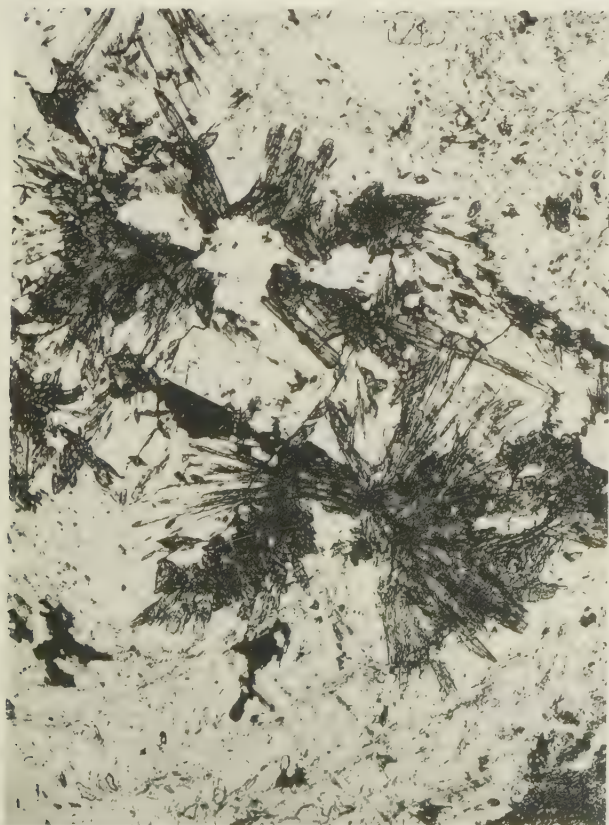
Lumière naturelle $\times 50$. Voir p. 72.



1



2



3



4



Ph. 1. — Micaschiste à deux micas et à grenats

Remarquer l'abondance des matières charbonneuses (en noir). Leurs filets pénètrent au sein des grenats (g) et subissent des déformations (structure hélicitique). Le quartz (q) forme de rares amygdales au milieu des micas.

NW de Sidi-bou-Diab, à l'E du col de Fédoulès ($x = 793,45$; $y = 369,0$; S. Mer.).

Lumière naturelle $\times 30$. Voir p. 58.

Ph. 2. — Micaschiste à muscovite et à grenats pseudomorphosés

Les lames de muscovite apparaissent parfaitement sur la photographie; le quartz est aussi abondant. Des amas subcirculaires paraissent représenter d'anciens grenats, pseudomorphosés en hématite, chlorite et plus rarement quartz.

Lambeau de l'Oued Slimane, au SSW de Texenna ($x = 774,8$; $y = 375,05$; Tam.).

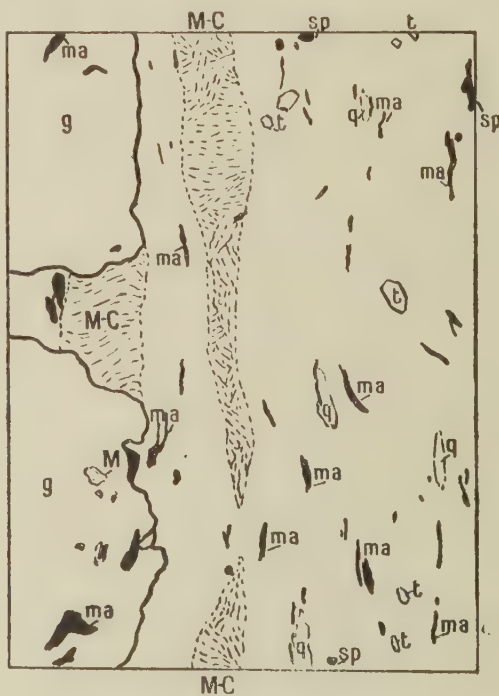
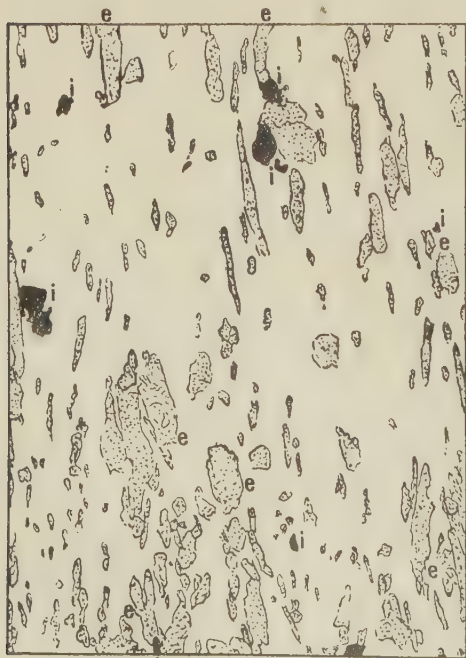
Lumière naturelle $\times 30$. Voir p. 59.

Ph. 3. — Micaschiste à muscovite, chlorite et grenats

Grenats (g), à gauche. Muscovite et chlorite, intimement associées, en filets bien alignés; cependant il existe des sortes de zones amygdalaires (M-C), où les micas ont cristallisé obliquement et souvent perpendiculairement à la foliation. La magnétite est abondante (ma), le quartz rare (q); divers minéraux accessoires (tourmaline, t; sphène, sp). Cette roche provient d'un éboulis.

Dj. Zaki, dans le massif du Dj. Frour ($x = 805,9$; $y = 373,0$; S. Mer.).

Lumière naturelle $\times 35$. Voir p. 59.



Ph. 4. — Schiste vert à biotite et épidote

Lamelles de biotite, nombreuses et bien alignées. L'épidote (e), seule reproduite sur le dessin, est très abondante. Un peu d'ilménite, transformée en leuxocène (i). Le quartz forme le fond de la roche.

Oued Irdjana, en aval du confluent de l'O. bou-Yarmat ($x = 799,0$; $y = 378,85$; S. Mer.).

Lumière naturelle $\times 60$. Voir p. 85.



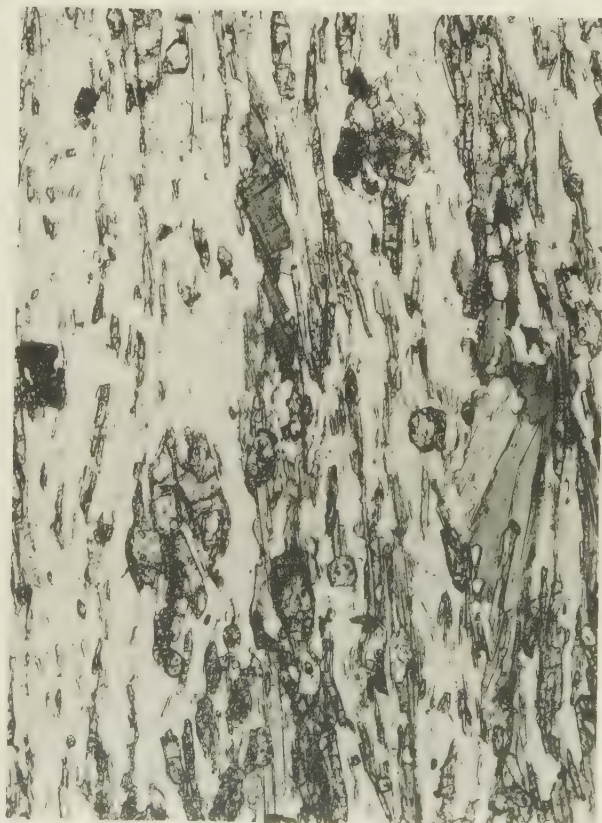
1



2



3



4

PLANCHE 15

LEPTYNITES ET PORPHYROIDES

Ph. 1. — Porphyroïde : type grossier

Roche formée presque uniquement de feldspaths dispersés dans une trame de séricite; cristaux de quartz isolés (cerclés de noir).

NW du 1249, Dj. Ta-Fertas ($x = 810,6$; $y = 379,4$; El Mil.).

Echantillon, grandeur naturelle. Voir p. 66.

Ph. 2. — Porphyroïde : type œillé

Éléments ici bien alignés. Amandes de quartz plus nombreuses que dans le cas précédent. Voir ph. 6.

SW du 1074, NE de Bou-Okacha, Bordj Chahna ($x = 789,3$; $y = 378,45$; S. Mer.).

Echantillon, grandeur naturelle. Voir p. 64.

Ph. 3. — Leptynite : type rubané

Outre quelques petits yeux de feldspath, les éléments blancs se répartissent en bandes continues : sur la photo, le quartz apparaît en noir, le feldspath en blanc.

E de Sidi-Rabah, massif du Dj. Sidi-bou-Azza ($x = 784,8$; $y = 371,3$; Tam.).

Echantillon, grandeur naturelle. Voir p. 49.

Ph. 4. — Leptynite : type œillé

Yeux essentiellement feldspathiques, quoique certains soient en quartz. Fond de la roche, en noir, formé de quartz « en lanières ».

E de Sidi-Rabah, massif du Dj. Sidi-bou-Azza ($x = 784,9$; $y = 371,3$; Tam.).

Echantillon, grandeur naturelle. Voir p. 49.



Ph. 5. — Leptynite

Yeux de feldspath potassique non maclé (o), qui subit une albitisation (a) plus ou moins poussée. Le reste de la roche présente des bandes parallèles de quartz, de feldspath potassique (en gris), de muscovite et disthène (en noir). La roche est pauvre en biotite (b). Petits grenats (g). A leur pourtour, les yeux montrent parfois de la myrmékite (My).

S de Louza, massif du Dj. Sidi-bou-Azza ($x = 785,1$; $y = 372,15$; Tam.).

Lumière polarisée $\times 20$. Voir p. 49.

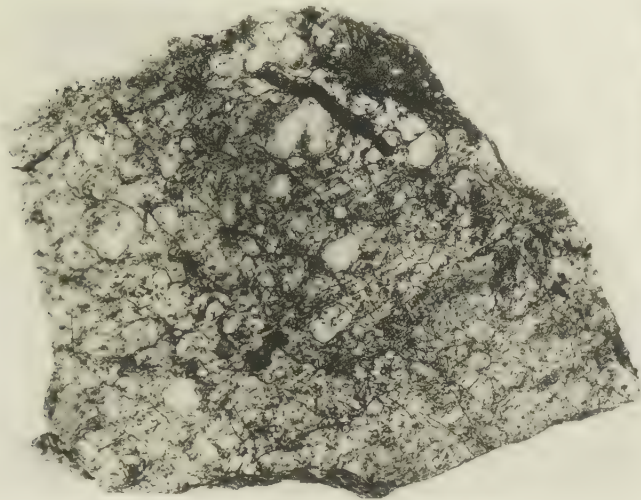
Ph. 6. — Porphyroïde : type œillé

Cette roche, interstratifiée vers le sommet des schistes à séricite, montre des yeux de microcline (m), dans un fond quartz-microcline (q-m). Un épais feutrage de muscovite, en lamelles bien alignées, enveloppe les yeux; des amandes de quartz (q) s'y remarquent. On note aussi de l'hématite (h). La roche est photographiée plus haut (ph. 2).

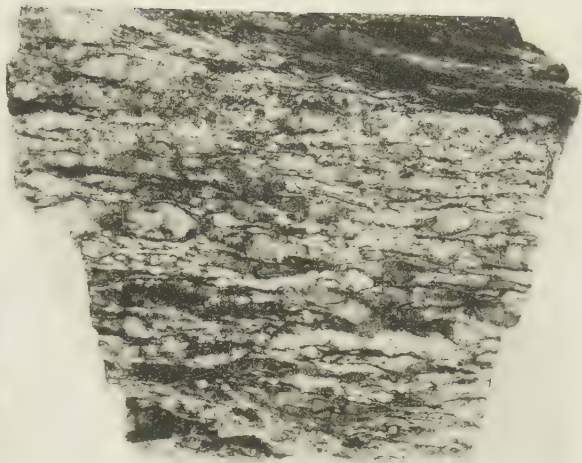
SW du 1074, NE de Bou-Okacha, Bordj Chahna ($x = 789,3$; $y = 378,45$; S. Mer.).

Lumière polarisée $\times 50$. Voir p. 64.

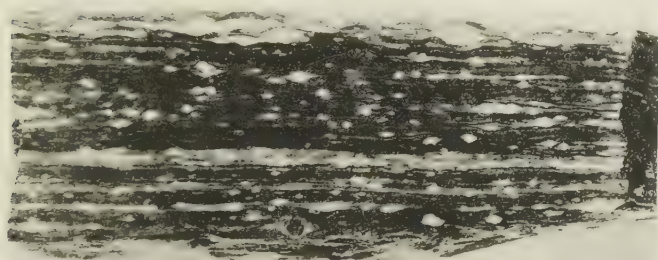




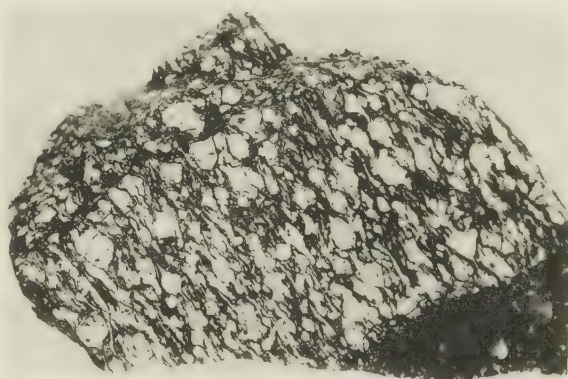
1



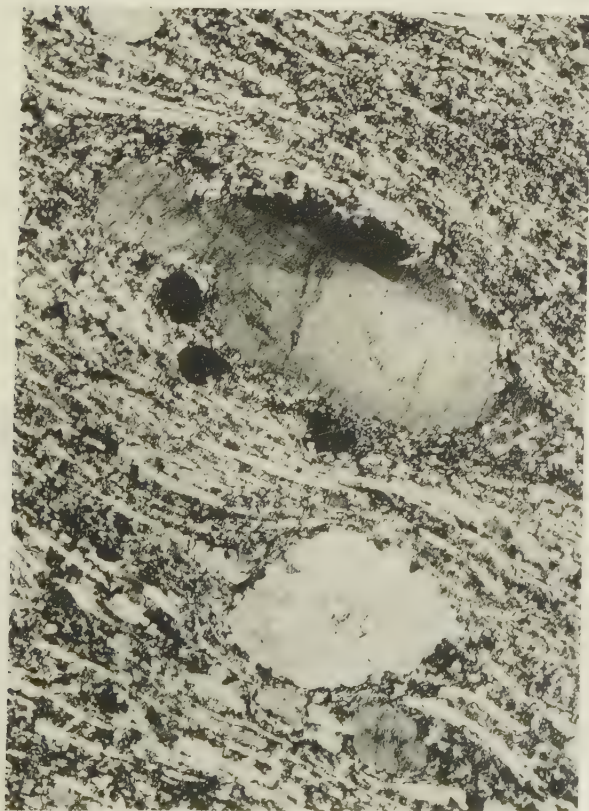
2



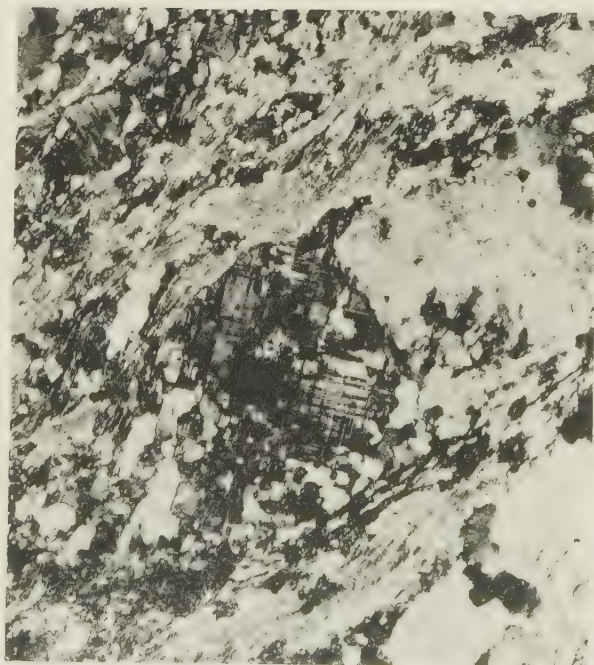
3



4



5



6

ROCHES ÉRUPTIVES ACIDES. SERPENTINE

Ph. 1. — Rhyolite alcaline

Fond de microlites feldspathiques, de quartz et de calcite, dans lequel nagent des phénocristaux de quartz (q), de plagioclases (p), de chlorite (ch). Les éléments blancs sont «corrodés» et séparés du fond microlitique par une frange de réaction trouble.

Eboulis, rive gauche de l'O. Azraz-Nil ($x = 792,6$; $y = 378,3$; S. Mer.).

Lumière naturelle $\times 30$. Voir p. 67.



Ph. 2. — Orthogneiss (?)

Roche compacte, leucocrate, à cristaux non orientés de microcline (m : ponctué), d'albite (a : barré) et de quartz (q : en blanc). Biotite rare (b).

W de Bou-Chiff, au 'NW de Sidi-Ouchnek ($x = 793,3$; $y = 371,4$; S. Mer.).

Lumière polarisée $\times 60$. Voir p. 50.



Ph. 3. — Porphyroïde de type grossier

Dans une trame sériciteuse nagent des éléments de quartz (q) et de plagioclases (p) effilochés, chargés de séricite. Produits titanés, en noir.

Oued bou-Mimoun, douar Ouled-Yaya ($x = 807,4$; $y = 377,4$; S. Mer.).

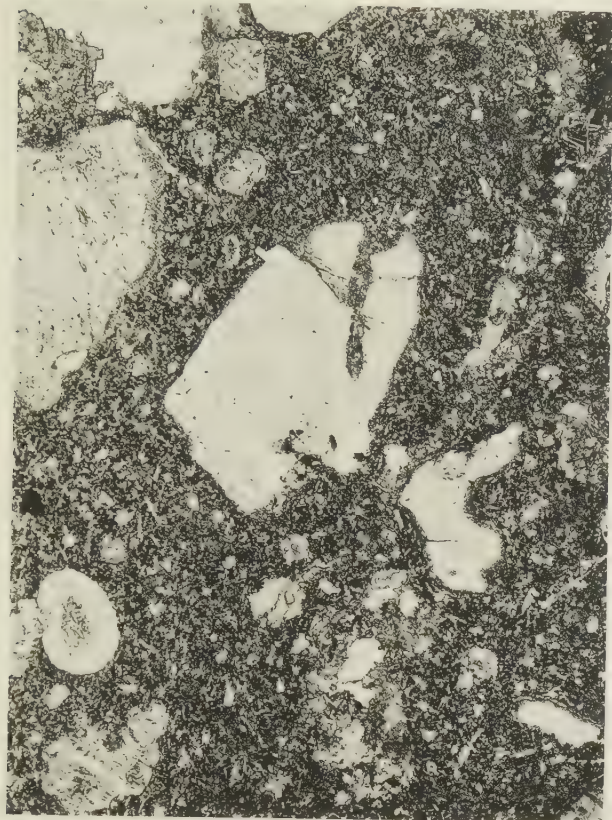
Lumière polarisée $\times 15$. Voir p. 66.

Ph. 4. — Serpentine avec chlorite

Fond en serpentine (grise sur la photo) : voir en particulier les grandes plages de bastite (en haut et à gauche). La chlorite blanche, en innombrables lamelles, tend à s'aligner. Filet de chrysotile (en bas et à droite).

E de Sidi-Ali-Belri, Dj. Sidi-bou-Azza ($x = 786,15$; $y = 370,25$; Tam.).

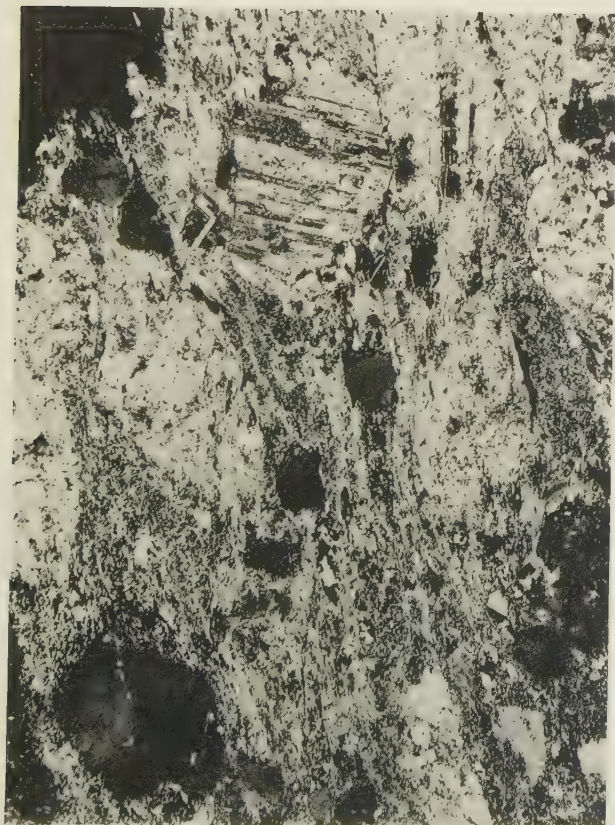
Lumière polarisée $\times 40$. Voir p. 82.



1



2



3



4

TABLE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 : Situation géographique de la région étudiée	7
2 : Schéma orographique du Nord-Constantinois	8
3 : Cartes géologiques spéciales du Nord-Constantinois	11
4 : Schéma de la répartition des terrains métamorphiques	24
5 : Coupe dans la région de Texenna (coupe 1)	27
6 : Coupe entre Texenna et Beni-Afeur (coupe 2)	28
7 : Coupe entre Beni-Afeur et Ouled-Askeur (coupe 3)	29
8 : Coupe entre Ouled-Askeur et Ouled-Yaya, partie occidentale (coupe 4)	31
9 : Coupe entre Ouled-Askeur et Ouled-Yaya, partie orientale (coupe 5)	32
10 : Coupe dans le massif du Moul-ed-Demamene, flanc oriental (coupe 6)	32
11 : Coupe dans le massif du Moul-ed-Demamene, flanc septentrional (coupe 7)	33
12 : Coupe dans la région entre Arago et Fedj-el-Mekta (coupe 8)	34
13 : Situation des cipolins dans le complexe gneissique, au Kef Chouf	45
14 : Rapports de superposition des gneiss et des micaschistes, au SW du Djebanet Felloul	55
15 : Coupe du filon situé au SE du Djebanet Felloul	69
16 : Coupe des roches vertes au NW de Texenna	71
17 : Coupe des roches vertes au SE de Texenna, sur la route de Mila	71
18 : Situation de la serpentine au SW du Rekiba-es-Sebabet	81
19 : Essai de reconstitution de la stratigraphie des terrains métamorphiques de Grande et de Petite Kabylie	101
20 : Schéma théorique de la discordance du Gothlandien sur le Cristallophyllien, aux Beni-Afeur	104
21 : Coupes du Gothlandien des Beni-Afeur	117
22 : Répartition géographique des affleurements de Trias	130
23 : Coupe du Trias de la cote 732, au NE du Kef Dardja	139
24 : Coupe du Trias de Belmkima, au NE du Kef Dardja	140
25 : Coupe du Trias au NE du Dj. Sidi-Marouf	140
26 : Coupe schématique du Trias à l'E du Kef Goussane	141
27 : Trias schisto-gréseux et Trias gypsifère au SW de la Mat Zerarga	143
28 : Répartition des zones de sédimentation du Trias	153
29 : Répartition géographique des affleurements jurassiques	156
30 : Coupes schématiques du Lias des Kefs bou-Rhaleb et Sassenene	163
31 : Coupe de la partie élevée du Lias de la cluse de Bin-Lakhdar	164
32 : Coupe du Lias du rocher de Tissimiran	165
33 : Vue de l'escarpement liasique de l'écaille de Tissimiran	167
34 : Silex dans un banc calcaire domérien	167
35 : Discordance intraformationnelle dans le Lias de Bou-Djoudoun (vue)	168
36 : Coupe du Lias de la cluse des Beni-Haroun	172
37 : Coupes de l'Infralias, au revers S du Kala-et-Touma	172
38 : Coupe du Meid-Aïcha, au SW du sommet 1462	175
39 : Répartition des zones de sédimentation du Lias	190
40 : L'arête occidentale du Sidi-Marouf, vue de l'W	206
41 : Coupes du Dogger-Malm du Sidi-Marouf	208

FIG. 42 : Coupes du Jurassique supérieur de l'unité supérieure du Moul-ed-Demamene	213
43 : Coupe des dolomies de l'écaille du Dra-el-Kasba, par la cote 700	215
44 : Coupe des dolomies de l'écaille du Dra-el-Kasba, par le Kef Hajar-Barka.....	216
45 : Coupe du Malm au niveau de l'O. ed-Douida (Moul-ed-Demamene).....	218
46 : Répartition des zones de sédimentation du Dogger et du Malm	224
47 : Répartition géographique des affleurements de Crétacé inférieur et moyen	230
48 : Le Crétacé moyen de l'anticlinal du Dj. Sigmounane	233
49 : Rapports du Flysch et des marnes sénoniennes, au SE du Dj. Ffour	256
50 : Passage progressif des marnes du Crétacé inférieur au Flysch, sur la route au S d'El Milia...	257
51 : Répartition des zones de sédimentation du Crétacé inférieur et moyen	264
52 : Répartition géographique des affleurements de Crétacé supérieur	280
53 : Faciès du Sénonien au voisinage de la lame de Trias à l'W de Fédoulès	286
54 : Rapports du Sénonien marneux avec le Lias et le Flysch crétacé dans le bas O. el-Guitoun...	291
55 : Le chevauchement méridional du Dj. Sidi-Marouf (vue)	292
56 : Coupe de la série crétacée détritique au S immédiat d'Ark-el-Bir	295
57 : Coupe du Crétacé au SW d'Ark-el-Bir	296
58 : Coupes du Crétacé détritique autour de la Mat Beni-Haï	297
59 : La dépression en marnes sénoniennes au N du Meid-Aïcha (vue)	299
60 : Rapports du Sénonien avec son substratum dans la région des Beni-Haroun (vue)...	300
61 : Le Sénonien au niveau du Kef Sema	305
62 : Nodule de calcaire à patine jaune de l'Éocène (photo)	321
63 : Coupe de l'Éocène du Dj. Mechnouah	325
64 : La transgression des calcaires « suessoniens » au N du Draa Ach-el-Agab (vue)	330
65 : L'apparente discordance entre les marnes de l'Éocène inférieur et les calcaires « suessoniens », à l'W de Sidi-Merouane (vue)	331
66 : Répartition géographique des affleurements oligocènes	342
67 : Coupes synthétiques de l'Oligocène du synclinal des Beni-Afeur	344
68 : Base de l'Oligocène, 1 km à l'W d'Ark-ed-Dis.....	345
69 : Base de l'Oligocène, à Djebila	346
70 : L'Oligocène aux environs du Krenak-el-Kramis (vue).....	349
71 : Coupe de l'Oligocène au Dj. Mochauouene	352
72 : Les rochers gréseux « numidiens » de Rhedir-Saïd (vue)	354
73 : Le sommet du Dj. Tamesguida, dans le « Numidien » (vue)	365
74 : Répartition géographique des affleurements néogènes	382
75 : Coupe du lambeau burdigalien de la Mat Daressem	387
76 : Coupe du lambeau de grès burdigaliens au SE d'Arago	391
77 : Coupe synthétique du Néogène de Sidi-Merouane	394
78 : Base du Néogène à El-Mechouka, à l'W de Sidi-Merouane.....	396
79 : Rapports du Néogène et du « Numidien » à l'E de Sidi-Merouane	397
80 : Situation topographique des lambeaux de Miocène inférieur de la région d'El Milia.....	400
81 : Les roches vertes du Moul-ed-Demamene, à la Mat Amrioune	407
82 : Les pointements de « microgranite » à l'E d'Arago (vue)	410
83 : Traits régionaux de la tectonique paléozoïque et mésozoïque.....	416
84 : La fracture de l'O. Mensa	418
85 : Tectonique anté-sénonienne au Kef Dardja	426
86 : Traits régionaux de la tectonique nummulitique	430
87 : Le flanc NE du Dj. es-Sendouah (vue)	432
88 : Le réseau de cassures de Souk-Salahine	433
89 : Le versant oriental du Moul-ed-Demamene (vue)	435
90 : Le décrochement de Texenna	436
91 : Le col de Texenna, vu du S	437
92 : Le chevauchement bordier, au S du Dj. Tabellout (vue)	438

Fig. 93 : Le Dj. Sidi-bou-Azza, vu du SW	441
94 : Les accidents de Sidi-Ali-Belri	442
95 : Interprétation des accidents de Sidi-Ali-Belri	443
96 : Contact du Flysch et du Sénonien marneux à l'E du col de Fédoulès (coupes).....	443
97 : Carte de la région du Kef Dardja, au 20.000 ^e	445
98 : Coupes sérieées de la région du Kef Dardja.....	446
99 : Coupes sérieées au N du Dj. Sidi-Marouf	447
100 : Coupes sérieées au NE du Dj. Sidi-Marouf	448
101 : Écaillage au N des maisons de la mine du Sidi-Marouf (vue)	449
102 : Rapports de l'écaille du Kef Goussane avec celle des Kefs bou-Rhaleb et Sassenene (vue)....	450
103 : Plan et coupes sérieées de la demi-fenêtre de la Mat Tamekrat	451
104 : Schéma géologique au 50.000 ^e des environs d'El Milia	452
105 : Plan et coupes sérieées de l'écaille du Dra-el-Kasba	454
106 : Le pli en genou, frontal, de l'écaille du Dra-el-Kasba (vue)	455
107 : Le diverticule de l'écaille du Dra-el-Kasba, à l'E de Tissimiran (vue)	456
108 : Le décollement de Bou-Djoudoun (coupes sérieées)	457
109 : Accident local au front de l'écaille de Tissimiran	458
110 : Coupes sérieées, interprétatives, de l'écaille des Kefs	459
111 : Le chevauchement de l'écaille des Kefs, au défilé de Bin-Lakhdar (vue)	460
112 : Le Kef bou-Rhaleb, vu de l'W	461
113 : Coupe du ravin à l'E de Dra-di-Mira	462
114 : Les deux interprétations de la lame de micaschistes au S d'Ark-el-Bir.....	463
115 : La faille de la Mat Gardjina (vue)	465
116 : Coupes perpendiculaires à la faille de la Mat Gardjina	466
117 : Coupes sérieées du chevauchement bordier, autour de Fedj-el-Mekta.....	468
118 : Schéma géologique au 50.000 ^e des abords orientaux d'Aïn-Kechera	470
119 : Coupes en série de la lame triasique au NE d'Aïn-Kechera	471
120 : Coupe structurale, en projection, des unités du Moul-ed-Demamene	476
121 : Séries stratigraphiques des unités du Moul-ed-Demamene	477
122 : Les extrusions liasiques aux environs de Sidi-Oussaf (vue)	480
123 : Coupes sérieées de la région du Dj. Sidi-Mansour	481
124 : Plan et coupes sérieées de la région à l'W de Tamentout	482
125 : Coupes sérieées de l'aire synclinale de la Mat en-Nsa	484
126 : Coupe du Kef Natour	485
127 : Le Kef Dardja, vu de l'W	486
128 : Coupes sérieées du transantoclinal de Fedj-Beïnène	487
129 : Carte au 20.000 ^e du Dj. Sidi-Marouf et de ses environs (dépliant)	488
130 : Coupes sérieées du Dj. Sidi-Marouf	489
131 : Le Dj. Sidi-Marouf, vu de l'E	490
132 : Évolution structurale théorique du pli du Sidi-Marouf	491
133 : Coupes sérieées du rocher des Beni-Haroun et de ses environs	494
134 : Lamé de Trias diapir au N du Kef Sema (vue)	495
135 : Le pli du Dj. Srir, vu de l'E	497
136 : Accidents de bordure au S du Dj. Srir (vue).....	498
137 : Coupes schématiques E-W de la région étudiée, montrant les effets de la tectonique post-oligocène	502
138 : Situation géographique des accidents structuraux néogènes	508
139 : Carte en courbes de niveaux de la base du Néogène au SE de Tamentout.....	511
140 : Carte schématique du Néogène du douar Arrès	514
141 : Coupes sérieées du Néogène du douar Arrès.....	515
142 : Carte schématique du Néogène de Sidi-Merouane	516
143 : Coupes sérieées du Néogène de Sidi-Merouane	517

TABLE

DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

- PL. 1 : La bordure méridionale du massif ancien de Petite Kabylie
 Ph. 1 : Le pédoncule cristallophyllien du Dj. es-Sendouah
 Ph. 2 : Le chevauchement bordier au SE de Texenna
- PL. 2 : La bordure méridionale du massif ancien de Petite Kabylie (suite)
 Ph. 1 : Le massif de Sidi-Ouchnek, partie E du chaînon des Ketama
 Ph. 2 : Le chevauchement bordier au niveau du massif gneissique du Dj. Frouer
 Ph. 3 : Le chevauchement bordier dans l'W du chaînon des Beni-Rasdoun
- PL. 3 : Environs de Texenna. Bassin de Djidjelli. SE d'El Milia
 Ph. 1 : Unités de recouvrement au SE de Texenna
 Ph. 2 : Unités de recouvrement au SW de Texenna
 Ph. 3 : Bassin néogène de Djidjelli-Taher
 Ph. 4 : Flanc oriental du Moul-ed-Demamene (Arago)
- PL. 4 : Couverture oligocène du massif ancien. Les massifs jurassiques
 Ph. 1 : Les massifs jurassiques au S d'El Milia
 Ph. 2 : Dislocations de la couverture du massif ancien, aux Ouled-Askeur
 Ph. 3 : Flanc oriental du synclinal des Ouled-Askeur, au Dj. Mochaouene
- PL. 5 : Les massifs jurassiques au S d'El Milia (suite)
 Ph. 1 : Le Kef Dardja (face E)
 Ph. 2 : Le Kef bou-Rhaleb (face E)
 Ph. 3 : Le Dj. Sidi-Marouf (partie médiane du chaînon)
- PL. 6 : Les massifs jurassiques au S d'El Milia (suite)
 Ph. 1 : Le Dj. Sidi-Marouf (face méridionale)
 Ph. 2 : Le massif du Moul-ed-Demamene (flanc occidental)
- PL. 7 : Les massifs jurassiques au S d'El Milia (suite)
 Ph. 1 : Le Dj. Meid-Aïcha (flanc NE)
 Ph. 2 : Le Kef Sema (face S)
- PL. 8 : Les massifs jurassiques (fin). Le versant S de la chaîne numidique
 Ph. 1 : Le rocher des Beni-Haroun
 Ph. 2 : Le chaînon des Zouara (partie orientale)
 Ph. 3 : Les gorges de l'O. el-Kebir (cours moyen) au S du Dj. Tenougast
 Ph. 4 : Le pli du Dj. Srir (extrémité E)
- PL. 9 : Érosion dans le massif ancien
 Ph. 1 : Le grand arrachement à l'E du marché des Beni-Afeur
 Ph. 2 : Le cône de déjection du Chabet Kaa-el-Kramis
- PL. 10 : Gneiss œillés
 Ph. 1 : Gneiss œillé (éch.)
 Ph. 2 : Gneiss œillé (éch.)
 Ph. 3 : Albitisation des porphyroblastes des gneiss œillés
 Ph. 4 : comme la précédente
- PL. 11 : Gneiss œillés. Micacites
 Ph. 1 : Albitisation des porphyroblastes des gneiss œillés
 Ph. 2 : comme la précédente
 Ph. 3 : Micacite à sillimanite
 Ph. 4 : Gneiss fin à biotite, en intercalation dans les gneiss œillés

- PL. 12 : Gneiss fins. Quartzite à tourmaline. Grenatite
 - Ph. 1 : Gneiss fin typique (éch.)
 - Ph. 2 : Quartzite à tourmaline
 - Ph. 3 : Grenatite, au contact gneiss-cipolins
 - Ph. 4 : Gneiss à sillimanite
- PL. 13 : Tourmalinite. Gneiss fins. Amphibolites
 - Ph. 1 : Contact microscopique tourmalinite-micaschiste
 - Ph. 2 : Gneiss à deux micas
 - Ph. 3 : Amphibolite
 - Ph. 4 : Schiste vert à albite et hornblende
- PL. 14 : Micaschistes
 - Ph. 1 : Micaschiste à deux micas et à grenats
 - Ph. 2 : Micaschiste à muscovite et à grenats pseudomorphosés
 - Ph. 3 : Micaschiste à muscovite, chlorite et grenats
 - Ph. 4 : Schiste vert à biotite et épidote
- PL. 15 : Leptynites et porphyroïdes
 - Ph. 1 : Porphyroïde de type grossier (éch.)
 - Ph. 2 : Porphyroïde de type œillé (éch.)
 - Ph. 3 : Leptynite de type rubané (éch.)
 - Ph. 4 : Leptynite de type œillé (éch.)
 - Ph. 5 : Leptynite
 - Ph. 6 : Porphyroïde de type œillé
- PL. 16 : Roches éruptives acides (suite). Serpentine
 - Ph. 1 : Rhyolite alcaline
 - Ph. 2 : Orthogneiss (?)
 - Ph. 3 : Porphyroïde de type grossier
 - Ph. 4 : Serpentine avec chlorite

TABLE

DES PLANCHES HORS-TEXTE

- PL. 1 : Carte au 200.000^e de l'W de la chaîne numidique et des régions voisines
- PL. 2 : Carte au 50.000^e des environs de Texenna
- PL. 3 : Carte au 20.000^e du massif du Moul-ed-Demamene
- PL. 4 à 7 : Coupes sérieées à l'échelle du 50.000^e
- PL. 8 : Panorama géologique du Moul-ed-Demamene
- PL. 9 : Coupes transversales du Moul-ed-Demamene, au 20.000^e
- PL. 10 : Coupes longitudinales du Moul-ed-Demamene

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	Pages
--------------	-------

PREMIÈRE PARTIE

GÉNÉRALITÉS ET CRISTALLOPHYLLIEN

Chapitre 1. — GÉNÉRALITÉS

1. Introduction géographique	7
2. Historique	9
3. BIBLIOGRAPHIE	13

Chapitre 2. — LE CRISTALLOPHYLLIEN. DONNÉES PRÉLIMINAIRES

1. Historique d'ensemble	26
2. Description régionale du Cristallophyllien	26
A. La région de Texenna	27
B. La région entre Texenna et Beni-Afeur	28
C. La région entre Beni-Afeur et Ouled-Askeur	29
D. La région entre Ouled-Askeur et Ouled-Yaya	30
E. Le massif du Moul-ed-Demamene	32
F. La région entre Arago et Beni-Ouelben	33
3. Rapports de superposition des faciès métamorphiques	34

Chapitre 3. — LE CRISTALLOPHYLLIEN. COMPLEXE GNEISSIQUE

1. Les gneiss œillés	36
A. Gneiss œillés à feldspath potassique	36
B. Gneiss œillés sans feldspath potassique	38
C. Septa de gneiss fins	38
D. Micacites	39
E. Conclusions	40
2. Les gneiss fins	40
A. Description des minéraux des gneiss normaux	40
B. Classification des gneiss normaux	42
C. Les gneiss fins aberrants	42
D. Conclusions	44
3. Les intercalations dans les gneiss	44
A. Les anciennes roches détritiques	44
B. Les anciennes roches carbonatées	45
C. Les anciennes roches éruptives	47
1. <i>Roches neutres et basiques</i>	47
2. <i>Roches acides</i>	49
D. Conclusions	50
4. Les roches granitoïdes liées au complexe gneissique	51

Chapitre 4. — LE CRISTALLOPHYLLIEN. COMPLEXE DES MICASCHISTES

1. Série normale des micaschistes	54
A. Transition entre gneiss et micaschistes	54
B. Les tourmalinites	56
C. Les micaschistes à biotite et muscovite	58
D. Les micaschistes sans biotite	59
E. Conclusions	60
2. Les roches éruptives métamorphisées	60
A. Roches éruptives quartziques	61
Les ortholeptynites	61
Les porphyroïdes	63
Les rhyolites	67
Conclusions	68
B. Roches éruptives sans quartz	68
DESCRIPTIONS ET INTERPRÉTATIONS	69
Roches essentiellement feldspathiques	69
Roches ayant ou ayant eu des amphibolo-pyroxènes	70
Roches contenant de la biotite	76
CONCLUSIONS	78
C. Roches éruptives ultrabasiques	80
Descriptions et interprétations	81
Conclusions et comparaisons	83
3. Les anciennes roches détritiques ou carbonatées	84
A. Roches d'origine détritique	84
B. Roches carbonatées métamorphisées	87

Chapitre 5. — LE CRISTALLOPHYLLIEN. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1. Conclusions pétrographiques	91
A. Zonéographie	91
B. Stades du métamorphisme	95
2. Interprétation stratigraphique du Cristallophyllien	97
3. Age du métamorphisme	102
TABLEAUX DES ANALYSES CHIMIQUES	107

DEUXIÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE DES TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Chapitre 6. — LE GOTHLANDIEN

1. Historique	115
2. Stratigraphie du Gothlandien	116
3. Comparaisons et conclusions	123
4. Faune gothlandienne des Beni-Afeur	126
5. Le Primaire récent (post-gothlandien)	127

Chapitre 7. — LE TRIAS

1. Historique	129
2. Étude des faciès	131
A. Les constituants fondamentaux du complexe triasique	131
B. Les constituants accidentels du complexe triasique	134
C. Les roches éruptives	135
D. Le « métamorphisme » affectant le Trias	136
E. La minéralisation affectant le Trias	137
F. La série grés-schisteuse « à faciès permien »	137
3. Le Trias dans l'W de la chaîne numidique	138
4. Le Trias dans l'E de la chaîne numidique	145
5. Essai de stratigraphie et comparaisons	146
6. Essai de paléogéographie régionale	152
7. Liste des fossiles du Trias	154
8. La formation du Chabet Taouerguen	154

Chapitre 8. — LE LIAS

1. Historique	157
2. Description des affleurements de l'W de la chaîne numidique	158
3. Coup d'œil sur les affleurements de l'E de la chaîne numidique	177
4. Conclusions stratigraphiques	183
5. Conclusions paléogéographiques	189
6. Remarques paléontologiques	197
7. Liste des fossiles du Lias	199

Chapitre 9. — LE DOGGER ET LE MALM

1. Historique	204
2. Description des affleurements	205
3. Conclusions stratigraphiques	220
4. Conclusions paléogéographiques	223
5. Fossiles du Dogger et du Malm	228

Chapitre 10. — LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET MOYEN

1. Le Crétacé inférieur et moyen à faciès marneux	230
Historique	231
Description des affleurements	232
2. Le Crétacé inférieur et moyen à faciès flysch	247
Historique	247
Faciès du Flysch	247
Affleurements du Flysch	250
3. Conclusions stratigraphiques	259
A. Stratigraphie du Crétacé inférieur et moyen à faciès marneux	259
B. Stratigraphie du Crétacé inférieur et moyen à faciès flysch	261
4. Conclusions paléogéographiques	263
A. La sédimentation du Flysch	265
B. La sédimentation des marnes à Ammonites	268
C. Évolution paléogéographique du Nord-Constantinois	268
5. Listes fauniques du Crétacé inférieur et moyen	274

Chapitre 11. — LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

1. Historique	279
2. Étude des principaux faciès	281
3. Description des affleurements	283
4. Conclusions stratigraphiques	308
5. Conclusions paléogéographiques	311
6. Liste faunique	317

Chapitre 12. — L'ÉOCÈNE

1. Historique	319
2. Étude des faciès	320
3. Description des affleurements	322
4. Conclusions stratigraphiques	333
5. Conclusions paléogéographiques	335
6. Liste faunique	339

Chapitre 13. — L'OLIGOCÈNE

1. Historique	341
2. Description des affleurements	343
3. Conclusions stratigraphiques	366
4. Conclusions paléogéographiques	370
5. Liste des fossiles recueillis	376

Chapitre 14. — LE NÉOGÈNE

1. Historique	381
2. Description des affleurements	383
3. Conclusions stratigraphiques	397
4. Conclusions paléogéographiques	399

Chapitre 15. — LES ROCHES ÉRUPTIVES POST-JURASSIQUES

1. Les roches vertes du Moul-ed-Demamene	404
2. Les roches « granitiques » de la région d'El Milia	408

TROISIÈME PARTIE**TECTONIQUE****Chapitre 16. — PHASES TECTONIQUES PALÉOZOÏQUES ET MÉSOZOÏQUES**

1. Mouvements paléozoïques	415
2. Mouvements mésozoïques	421
A. La phase anténéocomienne	421
B. La phase antésénonienne	425

Chapitre 17. — PHASES TECTONIQUES NUMMULITIQUES

1. La zone kabyle	431
2. Le chevauchement bordier kabyle	436
3. La zone sous-kabyle	479
4. La zone tellienne.....	496
5. Conclusions et comparaisons	500

Chapitre 18. — MOUVEMENTS NÉOGÈNES

1. Mouvements néogènes dans la zone kabyle	507
2. Mouvements néogènes dans la zone sous-kabyle	509
3. Mouvements néogènes dans la zone tellienne	511
4. Évolution morphologique.....	519

QUATRIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Chapitre 19. — HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE ET DES RÉGIONS VOISINES	523
--	------------

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

**La faune d'Ammonites de
l'Hauterivien du Constantinois**

Vu et approuvé :

Paris, le 9 Mars 1955

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

J. PÉRÈS

Vu et Permis d'imprimer :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

Jean SARRAILH

Ce volume

a été achevé d'imprimer

le 17 Juin 1955

sur les presses de Priester Frères à Paris

Les planches photographiques

ont été reproduites par les Ateliers d'Impression d'Art

Jean Brunissen

